



**UNIVERSIDAD NACIONAL del SUR**

---

**Tesis Magíster en Ciencias Agrarias**

**“Efecto de la salinización sobre la meteorización  
de sedimentos lacunares y marinos.”**

**María Gabriela Alvado**

---

**Bahía Blanca**

**Argentina**

**2006**

# CONTENIDO

	Pág.
1. <b>ÍNDICE</b> .....	I
2. <b>PREFACIO</b> .....	III
3. <b>AGRADECIMIENTOS</b> .....	IV
4. <b>RESUMEN</b> .....	V
5. <b>SUMMARY</b> .....	VI
6. <b>INTRODUCCIÓN</b> .....	1
6.1. Definición del problema .....	1
7. <b>HIPÓTESIS Y OBJETIVOS</b> .....	14
8. <b>CARACTERIZACIÓN DE LAS ÁREAS EN ESTUDIO</b> .....	15
8.1. Ubicación .....	15
8.2. Caracterización climática .....	18
8.3. Caracterización geomorfológica, hidrológica y edáfica .....	21
8.3.1. Ambiente lacunar .....	21
8.3.2. Ambiente marino .....	23
9. <b>MATERIALES Y MÉTODOS</b> .....	26
9.1. Toma de muestras .....	26
9.2. Determinaciones en laboratorio .....	29
♣ Métodos Físicos .....	29
♣ Métodos Químicos .....	30
♣ Métodos Mineralógicos .....	31
9.3. Análisis estadístico .....	34
10. <b>RESULTADOS Y DISCUSIÓN</b> .....	35
10.1. Ambiente lacunar .....	35
10.1.1. Determinaciones físicas .....	38
10.1.2. Determinaciones químicas .....	43
♦ Extracto de saturación .....	45
♦ Complejo de cambio .....	51

♦ Disolución selectiva .....	53
♦ Solubilidad de la sílice .....	61
♦ Fósforo soluble y componentes orgánicos .....	72
<b>10.1.3. Determinaciones mineralógicas .....</b>	<b>78</b>
♦ Mineralogía de arcillas .....	78
♦ Microscopía electrónica.....	98
♦ Mineralogía de arenas .....	104
<b>10.2. Ambiente marino.....</b>	<b>134</b>
<b>10.2.1. Determinaciones físicas .....</b>	<b>137</b>
<b>10.2.2. Determinaciones químicas .....</b>	<b>141</b>
♦ Extracto de saturación .....	141
♦ Complejo de cambio .....	145
♦ Disolución selectiva .....	147
♦ Componentes orgánicos .....	151
<b>10.2.3. Determinaciones mineralógicas .....</b>	<b>155</b>
♦ Mineralogía de arcillas .....	155
♦ Microscopía electrónica.....	164
♦ Mineralogía de arenas .....	166
<b>11. CONCLUSIONES .....</b>	<b>184</b>
<b>12. BIBLIOGRAFÍA .....</b>	<b>187</b>
<b>13. ANEXO .....</b>	<b>194</b>

## Prefacio

Esta tesis es presentada como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Magíster en Ciencias Agrarias, de la Universidad Nacional del Sur y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta universidad u otras.

La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo íntegramente por la tesista, principalmente en el laboratorio de Suelos Salinos y Sódicos perteneciente al Departamento de Agronomía, como también en el laboratorio de Mineralogía (Difracción de rayos X) del Departamento de Geología, durante el período comprendido entre el 15 de octubre de 2002 y el 20 de mayo de 2006, bajo la dirección del Dr. Norman Peinemann, Profesor titular de la cátedra de Suelos Salinos y Sódicos.

Asimismo, se estableció una comisión asesora conformada por la Dra. Nilda Amiotti y el Ms. Pablo Zalba.

En el marco del mencionado programa, se especifican a continuación los cursos de postgrado tomados (totalizando 115 créditos), superando de esta manera con la exigencia de los créditos requeridos para tal grado.

- Humic Matter Fact or Fiction (20 créditos).
- Análisis de la Varianza (20 créditos).
- Análisis de Regresión (20 créditos).
- Determinación de Minerales por Difracción de Rayos X (20 créditos).
- Mineralogía Óptica (15 créditos).
- Bioestadística Avanzada (10 créditos).
- Práctica del Método Científico (10 créditos).

10 de agosto de 2006.

Departamento de Agronomía.

Universidad Nacional del Sur.

## **Agradecimientos**

Deseo expresar mi más profundo y sincero agradecimiento a las siguientes personas e instituciones que mediante su intervención facilitaron, de diversas maneras, la realización de esta tesis:

Al Dr. Norman Peinemann, director de este trabajo, por su constante respaldo, asesoramiento, dedicación, y por convertirse con el ejemplo, en un claro referente a seguir. Pero principalmente, por sus afectuosos consejos durante las charlas compartidas.

A la Dra. Graciela Más y su equipo de colaboradores, por su desinteresada colaboración y especializado asesoramiento en la identificación de minerales de arcilla y durante los análisis mineralógicos.

A la comisión asesora Dra. Nilda Amiotti y Ms. Pablo Zalba por su colaboración, dedicación y apoyo constante, como así también por su inestimable compañía.

A la Sra. Ana María Zamponi por su colaboración en el laboratorio, pero especialmente por su cariñosa amistad.

A la Ms. Ma. del Carmen Blanco y al Ms. Oscar Bravo por su muy buena disposición ante mis consultas, y fundamentalmente por su amistosa compañía.

A la Dra. Scian, B. y el Lic. Paoloni, D. por su generosidad en el suministro de los datos climáticos, que fueron de gran utilidad.

A los Departamentos de Agronomía y Geología de la Universidad Nacional del Sur, por permitirme utilizar la infraestructura y el equipamiento necesarios para el desarrollo de esta investigación.

A la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, por el otorgamiento de la beca que posibilitó la dedicación exclusiva a este trabajo.

Al personal docente y no docente del Departamento de Agronomía de la UNS, por el ambiente de camaradería manifestado en todo momento, y en particular al personal de Biblioteca, de la Secretaría de Administración Académica, y laboratoristas del LANAQUI por la inestimable colaboración prestada.

Finalmente y de manera muy especial quisiera agradecer a toda mi familia: padres, hermanos y sobrinos, como así también a mis amigos/as por su comprensión, apoyo incondicional, e infinita paciencia proporcionada en todo momento.

**Gracias totales!!!**  
**M. Gabriela Alvado.**

## RESUMEN

El objetivo del presente trabajo plantea que en ambientes geoquímicos con elevadas concentraciones de sales, una mayor proporción de sales alcalinas producirá un aumento del pH, el que afectará más marcadamente la composición de los constituyentes minerales del suelo. Se propone demostrar que como consecuencia de una alteración más intensa, mayor sería la pérdida y desplazamiento de sílice y alúmina proveniente de la estructura cristalina de los silicatos hacia la solución del medio, en muestras de suelo superficiales de geoformas con ambientes contrastantes en la región semiárida bonaerense.

Las labores de muestreo en los sitios de estudio, Calderón (ambiente lacunar) y Cabeza de Buey (ambiente marino), se realizaron en la estación estival y se concentraron en la porción superficial del suelo, por ser donde las sales se encuentran presentes en mayor concentración. En el ambiente lacunar se diseñó una transecta en forma de toposecuencia, desde las geoformas altas adyacentes (planos normales) hasta el sector central de la depresión, siguiendo la misma se procedió al muestreo secuencial cada 100 m abarcando las siguientes situaciones: suelos zonales, del borde de la depresión y del interior de la depresión. En el ambiente marino la transecta abarca la planicie marina actual, la planicie marina antigua y el nivel continental. Aquí, teniendo en cuenta el contenido salino los suelos se agruparon conformando situaciones de: elevada, moderada y baja salinidad.

En el ambiente lacunar las determinaciones fisicoquímicas evaluadas evidenciaron una elevada homogeneidad granulométrica dentro de cada uno de los ambientes considerados, además procesos de transporte y acumulación tanto de materiales sedimentarios finos (selección granulométrica), como de sales solubles hacia el interior de la depresión. En el interior de la depresión quedó revelada la formación in situ de carbonatos alcalinos, que determinan la fuerte alcalinidad observada, y una mayor liberación de sílice y alúmina, desde la fase sólida hacia la solución del medio.

Estas condiciones permitieron establecer una secuencia pedoquímica lateral, en función de la agresividad del ambiente geoquímico, que abarca desde los sitios más afectados por alteración, como son los del interior de la depresión, pasando por una situación intermedia conformada por los suelos zonales, hasta llegar a los sectores menos afectados por este proceso, como son los suelos del borde de la depresión.

Las determinaciones mineralógicas obtenidas en las fracciones más finas, evidenciaron la neoformación de montmorillonita en los ambientes geoquímicos del interior de la depresión. Por su parte, el análisis petrográfico de la fracción arena media manifestó en referencia a la composición mineral, aumentos en los contenidos de vidrio volcánico incoloro en el interior de la cubeta (selección mineralógica), y como consecuencia del accionar de estos ambientes se observó, desde el punto de vista cualitativo, que la especie más afectada por meteorización química fue el vidrio volcánico incoloro clasificado con grado de desarrollo avanzado, secundado por cuarzo que presentó rasgos de lixiviación, con grado de desarrollo moderado.

En el ambiente marino las propiedades fisicoquímicas y mineralógicas analizadas, independiente del contenido salino no presentaron variaciones significativas a lo largo de la transecta. La escasa alteración detectada no puede ser relacionada con el contenido salino, incluso bajo el accionar de los ambientes geoquímicos altamente salinizados.

Considerando la totalidad de los resultados obtenidos (lacunar y marino) se establece que el contenido de sílice amorfa residual, obtenido en la fracción arcilla, es un adecuado indicador de los procesos de alteración química que afectan a los minerales del suelo, para condiciones como las de la zona en estudio.

Se concluye que la alteración de los minerales constituyentes del suelo, es principalmente influida por el tipo de sales presentes, y no por efecto de la concentración.

Palabras claves: salinización; sílice amorfa; alteración química; mineralogía; vidrio volcánico.

## SUMMARY

The objective of this research work states that in geochemical surroundings with high salt concentrations, a greater proportion of alkaline salts will produce a pH value increase which will more noticeably affect the soil mineral constituent composition. It intends to demonstrate that, as a result of a more intense alteration, the loss and removal of silica and alumina from the crystalline structure of silicates to the environment solution will be greater in soil superficial samples of geomorphy with contrasting surroundings in the semi- arid Bonaerense region.

The sampling works in the study sites, Calderon (lacunar) and Cabeza de Buey (marine) ,were performed in the summer season, focusing on the superficial portion of the soil, where the salts are present in a greater concentration. In the lacunar environment, a topo-sequential form transect was designed, from the high adjacent geoforms to the central area of the depression. The sequential sampling was carried out every 100 m., following the transect and covering these situations: zonal soils, edge of the depression soils and interior of the depression soils. In the case of the marine site, the transect included the present marine plain, the old marine plain and the continental level. Here, having into account the saline contents, the soils were grouped forming situations of: high, moderate and low salinity.

In the lacunar environment, the physical and chemical data variations evaluated showed a high granulometric homogeneity within each one of the environments considered, apart from migration and accumulation processes, not only of fine sedimentary materials (granulometric selection), but also of soluble salts, in the interior part of the depression. Here, the formation in-situ of alkaline carbonates was revealed, which determined the strong alkalinity observed, and a greater silica and alumina liberation from the solid phase towards the solution environment.

These conditions allowed us to set up a lateral pedo-geochemical sequence, in function of the aggressiveness of the geochemical environment, which ranges from the sites more affected by alteration, such as those in the depression interior, going through an intermediate situation conformed by the zonal soils to finally reach those areas less affected by this process, like those soils on the edge of the depression.

The mineralogical determinations obtained in the finest fractions showed a montmorillonita neoformation in the depression interior geochemical environments.

On the other hand, the petrographic analysis of the medium grain sand fraction showed, in reference to the mineral composition, an increase in the colorless volcanic glass contents inside the depression (mineralogical selection). And, as a consequence of the action of those environments it was observed, from a qualitative point of view, that the species more affected by chemical weathering were the colorless volcanic glass, classified with degree of advanced development, followed by the quartz, which presented lixiviation features, classified with degree of moderate development.

In the marine environment, the physical-chemical and mineralogical properties analyzed, independent on the saline content, did not show any significant variation along the transect. The scarce alteration detected could not be related to the saline content, not even under the action of highly salinized geochemical environments.

Considering the total results obtained (lacunar and marine), we found out that the residual amorphous silica content obtained in the clay fraction, is an adequate indicator of the chemical alteration processes which affects soil minerals, for conditions like the ones present in this study zone.

In conclusion, the alteration of the soil constituent minerals is mainly influenced by the type of salts present and not by effect of concentrations.

**Key words:** salinization; amorphous silica; chemical alteration; mineralogy; volcanic glass.

# Introducción

## Definición del problema

La alteración de los suelos está influenciada por múltiples factores. La presente propuesta pretende dilucidar mediante métodos químicos, físicos y mineralógicos el efecto que produce una elevada salinización, especialmente considerando el tipo y concentración de sales, sobre la estabilidad y composición de los constituyentes minerales de suelos, asociados a dos geoformas con características bien diferenciadas relacionadas a ambientes geoquímicos naturales, dentro de la región semiárida bonaerense.

De lo expuesto, se deduce que esta problemática comprende tres grandes pilares como son **los procesos de alteración, salinización** y los **constituyentes minerales** del suelo.

De esta manera, resulta conveniente comenzar por analizar, a través de diversos autores, lo que se entiende por cada proceso en forma individual y posteriormente en conjunto, para definir así no solo cada uno en forma independiente, sino también, para comprender de manera global la situación natural donde estos procesos coexisten y se interrelacionan.

## Alteración

En términos generales la **intemperización** se refiere a la descomposición y la desintegración química y física de las rocas y los minerales contenidos en ellas que no se encuentran en equilibrio en las condiciones de temperatura, presión y humedad del espacio comprendido entre la atmósfera y la litosfera (Buol et al., 1990). Concretando el espacio físico donde ocurre este proceso, Jackson y Sherman en 1953 propusieron la distinción entre meteorización edafoquímica y geoquímica, siendo la primera la que más nos interesa por incluir los procesos que ocurren en la superficie del suelo o cerca de ella (Fassbender y Bornemisza, 1987).

De acuerdo con Besoain (1985), la formación del suelo se halla integrada en el ciclo de las rocas en la naturaleza, de esta forma, los materiales parentales del suelo pueden tener fuerte influencia sobre sus propiedades y características. Los demás factores de formación (clima, relieve, agentes bióticos y tiempo) influyen fuertemente sobre la

composición del suelo controlando las reacciones de meteorización, las cuales alteran los minerales aportados por la roca parental. De esta manera los factores de formación determinan el movimiento de los elementos en el suelo así como su acumulación y remoción.

Algo manifiesto hasta aquí, es que los términos alteración, meteorización, e intemperismo se utilizan indistintamente, dependiendo de la preferencia de cada autor. Porta et al. (1999), consideran que estos términos son equivalentes, mientras que proponen una diferenciación entre **meteorización física, química y biológica** con el fin de facilitar la comprensión y explicación de estos procesos que, en la naturaleza actúan de modo simultáneo.

La **meteorización biológica** está condicionada e íntimamente ligada a la transformación de la materia orgánica. Los agentes principales de esta meteorización son los seres vivos y los productos que liberan.

La **meteorización física** causa la desintegración mecánica de las rocas en trozos de menor tamaño sin que por ello, se modifique la composición de los minerales. Este proceso tiene lugar sobre todo debido a disminuciones de presión, cambios de temperatura, efecto de cuñas de hielo, disolución y cristalización de sales y presiones mecánicas de raíces de plantas (Peinemann, 2002).

El fenómeno de **meteorización química** comprende una serie de reacciones a través de las cuales los minerales varían su estructura y composición o se disuelven. De esta manera, los principales mecanismos de meteorización química son:

- hidrólisis: dependiente del pH, el drenaje y del aporte de elementos en solución.
- carbonatación: dependiente del CO<sub>2</sub>, del pH y la temperatura del medio.
- óxido-reducción: afecta a elementos que poseen distintos estados de valencia, dependiendo de la aireación.
- intercambio iónico y complexación: ocurre entre compuestos orgánicos y cationes metálicos de las rocas.

Dentro de los factores que controlan la meteorización química, debido a las acciones que producen, se pueden citar: agua (que interviene en reacciones de hidrólisis, contiene sustancias activas y transporta elementos solubles), temperatura (catalizador de reacciones), oxígeno (interviene en los procesos redox), anhídrido carbónico (influye en el equilibrio carbonatos-bicarbonatos y en procesos de carbonatación), materia orgánica (agente reductor), iones H<sup>+</sup> y OH<sup>-</sup> (condicionan el pH del medio), posición en el paisaje

(determina la entrada y salida de materia) y condiciones de drenaje (favorece neoformaciones en casos de drenaje deficiente), entre otras (Porta et al. 2003).

Debe destacarse que la meteorización química está controlada esencialmente por la presencia de agua, ya sea como agente solvente o como medio de transporte. Sin agua solo muy pocas reacciones de meteorización química pueden ocurrir.

De acuerdo con Peinemann (2002), el efecto del agua es aumentado por ácidos inorgánicos y orgánicos como así también por aumento de la temperatura. De esta manera, la fuerza disolutiva del agua es considerablemente aumentada por el ácido carbónico disuelto en la misma, teniendo gran efecto sobre carbonatos de calcio y magnesio poco solubles, que son transformados en bicarbonatos de mayor solubilidad.

Otro aspecto importante de la meteorización que debe considerarse, según Besoain (1985), es la distinción entre ambientes cerrados y abiertos. Debido a que el primero, solo puede suceder bajo condiciones de larga persistencia de acciones de hidrólisis puras e intensas, con la consiguiente liberación de iones, en proporciones constantes, a elevadas concentraciones de equilibrio y a valores de pH específicos para el mineral.

Se denomina hidrólisis al proceso por el cual se produce la desintegración de los minerales bajo el efecto de los iones  $H^+$  y  $OH^-$  del agua. Este proceso, según Porta et. al. (2003), afecta especialmente a los aluminosilicatos, los productos intermedios permanecerán o serán eliminados, según sea su solubilidad, con lo que habrá un enriquecimiento relativo de algunos componentes. En este sentido, el pH, la clase de drenaje y el posible aporte de elementos en solución condicionarán los productos presentes.

Se destaca, que este proceso no actúa sobre los enlaces Si-O, en consecuencia, como producto final de la ruptura hidrolítica de los silicatos, pueden originarse polímeros de ácido silícico e hidróxido de aluminio, o ácido silícico y minerales de arcilla.

Se considera que los procesos que dan lugar a un suelo concreto, son aquellos que resultan compatibles con los factores formadores que prevalecen en un lugar y momento determinados y se prolongan suficientemente a lo largo del tiempo (Porta et al., 2003). La complejidad de la mayor parte de los procesos edafogenéticos se debe a la acción conjunta de diversos agentes que intervienen en la génesis del suelo, con distinta intensidad y velocidad. Si bien de manera general, estos procesos se pueden clasificar como: adiciones (por ejemplo: salinización), transformaciones dentro del suelo (meteorización; descomposición, degradación y mineralización de la MO; sodificación,

entre otros), translocaciones dentro del mismo (de sílice, salinización) y pérdidas por la parte inferior del suelo (sales solubles, carbonatos, sílice).

Desde el punto de vista edafológico, interesan las transformaciones recientes mediante las cuales se forman, a partir de minerales primarios y secundarios de magmatitas, sedimentos y metamorfitas, nuevos constituyentes de los suelos. Por lo tanto los nuevos minerales de arcilla, óxidos e hidróxidos, se forman por transformación de sedimentos en los suelos, conjuntamente a los minerales de arcilla, óxidos e hidróxidos que ya están presentes en los sedimentos (Peinemann, 1997).

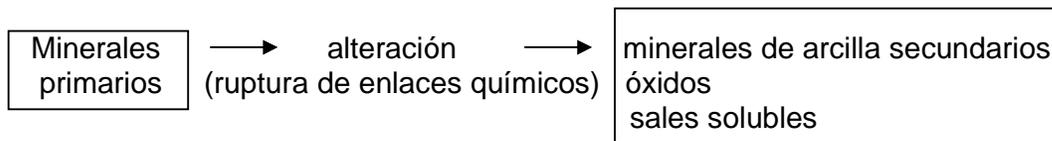
El tipo de neoformaciones depende en gran medida de las condiciones de meteorización, como por ejemplo duración de la permanencia de los iones alcalinos y alcalinotérreos liberados al ambiente geoquímico de meteorización y la composición química de los minerales que sufren este proceso de modo simultáneo, entre otras. En este sentido, Porta et al. (2003), denominan proceso de monosialitización a la neoformación de arcillas dioctaédricas y proceso de bisialitización a la neoformación de arcillas trioctaédricas, donde la neoformación de unas u otras dependerá de la concentración de  $\text{SiO}_2$  del medio.

## **Salinización**

En el transcurso de la historia geológica y geoquímica de la Tierra debido a los efectos de meteorización, biogénesis y formación de sales en los continentes y océanos se modificó la composición química original de las masas oceánicas, en las cuales predominaba el cloruro de amonio. En el presente, la composición de las sales en el océano es el resultado del constante influjo desde los continentes de sulfatos y carbonatos de Na, K, Ca y Mg sobre la formación de cloruros de estos elementos, y la destrucción biológica de las sales de amonio, anteriormente predominantes en los océanos, acompañados por la liberación y acumulación de nitrógeno en la atmósfera.

De esta manera, la formación de sales en los suelos es producto de un gran número de procesos geoquímicos que han tenido lugar en los estratos superiores de la corteza terrestre. Principalmente como consecuencia de la ruptura en los minerales primarios de los enlaces entre los elementos químicos y sus nuevas combinaciones, conjuntamente con minerales secundarios de arcilla y varias clases de óxidos.

El esquema sería:



Basado en el Mapa de Suelos del Mundo de la FAO/UNESCO, citado en Gupta y Abrol (1990), la extensión de los suelos afectados por sales ha sido estimada en 952.3 M ha. De esta superficie total, el 14.3% se encuentra en Sudamérica, este valor está comprendido por 69.41 M ha de suelos salinos (7.7%) y 59.57 M ha de suelos alcalinos (6.6%). De acuerdo con Akhter et al. (2004) los suelos salinos abarcan entre 380-995 M ha. de la superficie terrestre, de las cuales el 62 % está conformada por suelos salino-sódicos o sódicos.

Las diferencias encontradas en la superficie total mundial afectada por sales, podría atribuirse a diferentes criterios de clasificación y métodos analíticos utilizados por las distintas agencias.

Porta et al. (2003) afirman que la formación de suelos salinos depende principalmente de factores litológicos, geomorfológicos, climáticos, hidrológicos y antrópicos.

De manera amplia, Kovda (1965) plantea cinco ciclos de salinización distintos; los *ciclos continentales* que a su vez se dividen de acuerdo con el tipo de acumulación de sales en primaria (donde los elementos liberados se acumulan in situ sin mediar transporte) o secundaria (donde los elementos sufren procesos de transporte previos a la acumulación), *ciclos marinos*, ciclos deltaicos, ciclos artesianos y ciclos antropogénicos.

En este sentido, se describen a continuación los dos primeros debido a que se corresponden con las áreas salinizadas analizadas en este estudio. Dentro de los ciclos de acumulación de sales, los denominados continentales, hacen referencia a la formación de suelos salinos en las tierras del interior de los continentes, debido a ciclos de movilización, redistribución y acumulación de cloruros, sulfatos, bicarbonatos y carbonato sódico que vienen condicionados por el clima (aridez o semiaridez), régimen de humedad del suelo (no percolante), posición geomorfológica (depresiones) y clase de drenaje (deficiente).

Mientras que los ciclos marinos describen los suelos a lo largo de las llanuras, de las costas, bahías y marismas que pueden presentar acumulación de sales marinas, principalmente cloruro de sodio. Las sales provienen de capas freáticas salinas poco

profundas, del agua de inundación por efecto de las mareas o como consecuencia de los aportes de sales transportadas por el viento, ya sea en forma de aerosoles con cristales en suspensión o como gotas altamente salinas. Cabe mencionar, que este último proceso, sólo tiene una importancia local y afecta a una estrecha franja, debido a que el contenido de sales de las masas de aire marítimo, que se mueven hacia el interior, disminuye de forma exponencial con la distancia a la línea de costa, al ser lavadas por el agua de lluvia.

En la migración de compuestos en la corteza terrestre y suelos están los procesos de solubilización, extracción de iones de los minerales durante la intemperización y los procesos de precipitación y acumulación de estos en determinadas condiciones físico-químicas.

Debido a que la migración de sales en la capa meteorizable y en los suelos tiene lugar a través de soluciones salinas, los procesos de acumulación de sales están gobernados principalmente por el balance de agua de cada área en particular. Los suelos salinos son formados en lugares donde la cantidad de sales que se acumula es mayor que la que es removida. Se destaca que la principal condición para la acumulación de sales y la formación de suelos salinos es la preponderancia de evaporación sobre el drenaje.

De esta manera, la acumulación de sales solubles se produce generalmente en zonas de clima árido o semiárido, ya que bajo condiciones húmedas, las mismas son arrastradas hacia las capas inferiores, el agua subterránea o hacia posiciones topográficamente deprimidas.

En consecuencia, los suelos salinos generalmente se encuentran en áreas que reciben sales de otras localidades, siendo el agua el principal medio de transporte. Estas aguas pueden ser superficiales y/o subterráneas.

Conforme a del Valle Centurión (1983) las particularidades geoquímicas de intemperización de las soluciones altamente concentradas de los lagos salinos ocurren en una determinada secuencia en lo que se refiere a la precipitación de sales hacia la fase sólida, esta secuencia en general, también se presenta en aguas freáticas y en las soluciones de los suelos, en todos los espesores.

De acuerdo con el laboratorio de salinidad de los EUA (1993), las sales solubles del suelo contienen principalmente diferentes proporciones de cationes sodio, calcio y magnesio, y de aniones cloruros y sulfatos. El catión potasio y los aniones bicarbonato, carbonato y nitrato se encuentran generalmente en cantidades menores. Durante el

proceso de meteorización química estos constituyentes gradualmente son liberados adquiriendo mayor solubilidad.

Particularmente los iones bicarbonato se forman como consecuencia de la disolución del  $\text{CO}_2$  en agua, que puede ser de origen atmosférico o biológico, así el agua que lo contiene es un activo agente químico intemperante que libera cantidades apreciables de cationes en forma de bicarbonatos. Los iones carbonato y bicarbonato están relacionados entre sí, y la cantidad que hay de cada uno es función del pH de la solución.

La secuencia de extracción de los iones, su velocidad de migración y la capacidad de algunos iones a acumularse en depresiones terrestres en forma de masas salinas, es inversamente proporcional al coeficiente de energía de los iones (c.e.), su radio iónico, su valencia y la estabilidad de la red cristalina (Peinemann, 1997).

De aquí surge que, los cloruros, nitratos, sulfatos y carbonatos de los metales alcalinos y parte de los metales alcalino-térreos, componen las sales fundamentales que se forman en la capa intempérica y que salinizan las regiones sin escurrimiento. Los elementos de los cuales pueden ser formadas las sales solubles, se encuentran entre los 15 elementos más comunes en la corteza terrestre.

Por otra parte, la intensidad de las reacciones que tienen lugar son influenciadas por factores tales como la alternancia entre humedecimientos y secados, variaciones de la temperatura, la composición química de la solución del medio, el grado de estabilidad de los minerales presentes, entre otros.

Frecuentes cambios de temperatura y variables contenidos hídricos podrían conducir a la desestabilización de las estructuras cristalinas, tanto por su efecto catalizador de reacciones, como por su incidencia en las reacciones redox.

A medida que se van repitiendo estos procesos en superficie, donde se alternan estados reducidos y oxidados, paulatinamente se va alcalinizando el medio, se dispersan los coloides allí depositados y gradualmente disminuye la permeabilidad.

Como consecuencia directa de los procesos de salinización que afectan a los suelos podría esperarse:

- ❖ un efecto generalizado de una elevada presión osmótica, donde de acuerdo con Buckman et al. (1977), al reducirse la humedad del suelo, especialmente por evaporación, la concentración de las sales solubles de la solución del suelo aumenta rápidamente. De esta manera, en regiones áridas y semiáridas, la solución del suelo es más concentrada que en aquellas donde la lluvia es más abundante. Bajo condiciones de

poca lluvia y drenaje restringido, las concentraciones salinas son tan altas que interfieren, a veces, al crecimiento de las plantas. La presencia de un 0,5% de sales solubles totales se considera peligrosa, esta cifra es equivalente a 10000 Kg aproximadamente de sales para el espesor arable de una hectárea de terreno; y/o

❖ un efecto específico de un aumento del pH de la solución del suelo, el que incidirá sobre la composición de las sales presentes ya que aumentará la proporción de carbonatos alcalinos y éstos a su vez actuarán como catalizadores durante la alteración de los constituyentes del suelo.

Es sabido, que en la neutralidad los iones de  $H^+$  y los de  $OH^-$  de una solución están equilibrados, siendo sus concentraciones iguales ( $pH=7$ ).

A  $pH=8$ , los iones  $OH^-$  son dominantes, siendo 10 veces más numerosos, mientras que los iones  $H^+$  han disminuido proporcionalmente siendo 1/10 de los primeros. La solución entonces es alcalina, habiendo 100 veces más iones  $OH^-$  presentes que iones  $H^+$ .

De acuerdo con Gupta y Abrol (1990), sobre la base de determinaciones hechas en muestras de suelo y la influencia de los dos tipos más comunes de sales (neutras y alcalinas) sobre las propiedades del suelo y el crecimiento de las plantas, es que los suelos afectados por sales han sido separados en dos grandes grupos: suelos salinos y suelos alcalinos.

A menudo, los suelos salinos se reconocen por la presencia de costras salinas blancas en superficie, que poseen predominantemente cloruros y sulfatos de  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ , y  $Mg^{2+}$ . Estos suelos tienen pH menores a 8,2 en la pasta saturada y una CE generalmente superior a 4 dS/m en el extracto de saturación.

Los términos sódico y alcalino deben restringirse para suelos de pH superiores a 8,5. Los que presentan pH de 8,5 a 12,0 contienen carbonato sódico y sus condiciones tanto físicas como químicas son muy desfavorables (Porta et al., 2003; Gupta et al., 1984).

De esta manera, el pH afecta sensiblemente la transformación de los minerales durante el curso de la meteorización, fundamentalmente debido a su efecto en las solubilidades relativas de  $Al_2O_3$  y  $SiO_2$ , que son los que determinan la estabilidad de la mayoría de los silicatos por ser los constituyentes básicos de sus estructuras (Kovda, 1965).

## **Constituyentes del suelo**

Los elementos químicos constituyentes del suelo pueden ocupar distintas posiciones según se encuentren en:

solución ⇔ intercambiable ⇔ estructura cristalina

Como se verá a continuación, *el comportamiento de un mismo elemento, su movilidad y disponibilidad para las plantas serán totalmente distintos según la posición ocupada por dicho elemento en cada fase* (Porta et al., 2003).

- **En la fase líquida**, el agua del suelo puede contener elementos en solución, así como partículas sólidas en suspensión: material coloidal soluble o pseudosoluble. Los iones disueltos precipitan al secarse el suelo y al aumentar el contenido de agua vuelven a disolverse. Como resultado de la hidratación, una serie de moléculas de agua quedan rodeando a cada ión, produciendo efectos importantes sobre las reacciones de superficie y la movilidad del ión afectado.

Los elementos en la fase líquida presentan una elevada movilidad, pudiendo ser transportados dentro del suelo (translocados) o bien fuera de él (perdidos por lavado).

En los casos donde la concentración de sales en el suelo es elevada, la presión osmótica será alta, las plantas tendrán dificultades en obtener agua del suelo y pueden sufrir efectos tóxicos específicos. Estas circunstancias hacen que estos suelos se denominen salinos.

- **En la interfase sólido-líquido**, los elementos químicos están localizados en la superficie de determinadas partículas y en su área de influencia. Tienen lugar reacciones de superficie con uniones de distintos tipos entre el elemento y la superficie.

El fenómeno de adsorción es la asociación física con la materia, ya sean átomos moléculas o iones, a las superficies de los sólidos (interfase sólido-líquido). Hace que las concentraciones de las sustancias disueltas sean diferentes en las proximidades de las partículas que en la fase líquida.

*En el sistema se establece un equilibrio dinámico entre los elementos de la solución externa y los que ocupan los sitios de intercambio.*

- **En la fase sólida**, los elementos se encuentran inmovilizados en una estructura mineral cristalina, en aluminosilicatos amorfos, y en compuestos orgánicos.

Los elementos de una red cristalina se hallan en ella desde el momento en que se formó el mineral, y hasta que los procesos de meteorización vayan permitiendo la salida de los elementos integrantes de la red. El resultado final será el colapso de la red y la desintegración del mineral. Este proceso suele requerir un tiempo prolongado.

A los componentes inorgánicos del suelo, que conforman la fase sólida, se los clasifica según su origen, en minerales primarios y secundarios (Fassbender y Bornemisza, 1987).

● *Minerales primarios:* sustancias inorgánicas, cuya composición y propiedades físicas son características y definidas, son aquellos que no han sufrido cambios químicos desde su formación inicial. Se encuentran principalmente en las fracciones gruesas del suelo (arenas y limos) aunque a veces, algunos, pueden ser muy pequeños y pertenecer a la fracción arcilla. Dentro de este grupo y por orden de importancia se encuentran los *silicatos, óxidos, carbonatos, fosfatos y sulfuros*.

● *Minerales secundarios:* resultantes de la descomposición de los minerales primarios o de la recombinación de sus productos de meteorización. Son de pequeño tamaño, del orden de la fracción arcilla, por lo que también se los conoce como minerales de arcilla. En este grupo encontramos algunos compuestos simples como los óxidos y otros más complejos como los silicatos. A éstos últimos se los clasifica en: *silicatos laminares* (importantes en suelos moderadamente meteorizados, a ellos pertenecen los dimórficos, los trimórficos, los tetramórficos y los minerales interestratificados), *silicatos fibrosos* (de especial relevancia en regiones secas) y *silicatos sin estructura cristalina* (se encuentran en suelos derivados de materiales volcánicos).

El sistema, en el curso de la alteración, experimenta cambios de composición, los cuales están acompañados a su vez, por variaciones en el valor de CIC, superficie específica, carga eléctrica y otras características fisicoquímicas.

Particularmente, de acuerdo con Porta et al. (2003), las cargas de superficie presentes en los minerales de arcilla, como así también en los componentes orgánicos pueden tener su origen en:

- la estructura mineral, en este caso su cuantía es independiente de las condiciones del medio, en concreto del pH, por lo que se denominan cargas permanentes. Son debidas a sustituciones isomórficas, donde la magnitud de la fuerza electrostática en la superficie del mineral dependerá de si la sustitución isomórfica se halla en la capa tetraédrica o en la octaédrica, y suelen ser negativas.

- roturas en los bordes y en los grupos funcionales, dependen de las condiciones de pH, y se denominan cargas variables.

En componentes minerales, se trata de cargas localizadas en los bordes del mineral, en los que se produce la rotura (caso de la caolinita). También se presentan en óxidos, oxihidróxidos, alófanos e imogolita. Los grupos OH<sup>-</sup> pueden disociarse en medios básicos, lo que genera carga negativa en la superficie del mineral.

En componentes orgánicos, la disociación y la unión con iones  $H^+$  afecta a los grupos funcionales hidroxilo ( $OH^-$ ), carboxilo ( $COOH^-$ ), fenólico ( $C_6H_4OH^-$ ) y amina ( $NH_2^-$ ) de los componentes orgánicos.

A pH básicos se encontrarán las cargas permanentes derivadas de las sustituciones isomórficas y las cargas variables debidas a la materia orgánica y otros componentes.

De esta manera, surge el intercambio catiónico, donde la existencia de superficies cargadas negativamente exige que haya iones de signo contrario, relacionados con tales superficies, para que se cumplan el principio de electroneutralidad del sistema.

La propiedad del suelo de poder intercambiar iones en la interfase sólido-líquido, y en concreto el tipo y clase de intercambio, tiene grandes repercusiones en el comportamiento del suelo (como disponibilidad de nutrientes, procesos de floculación-dispersión, retención de contaminantes).

Los cationes intercambiables proceden de la meteorización del material originario, de la mineralización de la materia orgánica, y de aportes externos superficiales y subterráneos.

La capacidad de intercambio catiónico<sup>1</sup> (CIC) de un mineral depende de la densidad de carga superficial ( $\sigma$ ) y de su superficie específica (S).

Buol et al. (1990) sostienen que los minerales del suelo se pueden disponer en orden de estabilidad, o a la inversa, de capacidad de intemperización, lo que constituye un modelo útil para determinar el “grado general de intemperización”, predecir las reservas de materiales nativos de los suelos, hacer generalizaciones sobre el comportamiento de los mismos, evaluar los efectos de diversas condiciones ambientales en el proceso de formación de los suelos y explicar los efectos y la contribución de los minerales presentes en el material inicial.

En función de las grandes diferencias en la superficie específica y su consiguiente reactividad, es conveniente, al analizar su capacidad de intemperización, separar las partículas minerales de los suelos en dos clases de tamaños de partículas. Existe una “Serie de estabilidad” propuesta por Goldich en 1938, que ilustra bien la capacidad de intemperización de los minerales primarios más comunes de los suelos (tamaño limo arenoso) y una “secuencia de intemperización” propuesta por Jackson en 1968 para los minerales del tamaño de la arcilla, tanto en suelos como en sedimentos (Buol et al., 1990).

---

<sup>1</sup> CIC definida como el número de moles de iones carga positivos adsorbidos que pueden ser intercambiables por unidad de masa seca, bajo condiciones dadas de temperatura, presión; composición de la fase líquida y una relación de masa-solución dada. Un mol de carga positiva equivale a  $6.02 \times 10^{23}$  cargas de cationes adsorbidos.

Particularmente la arcilla es un constituyente fundamental que cuantifica la mayoría de las propiedades físicas (retención de agua, conductividad hidráulica, succión de agua, grado de infiltración, conductividad térmica, punto de adherencia, etc.), químicas (capacidad de intercambio de iones, poder tampón y fijación y disponibilidad de nutrientes para las plantas), y biológicas (formación de complejos órgano arcillosos, inhibición de la actividad enzimática y regulación del hábitat de los microorganismos del suelo, entre otras). Estas propiedades influyen directamente sobre el comportamiento del suelo.

El hecho de que una especie mineral sea usualmente dominante en la fracción arcilla del suelo como resultante del proceso de meteorización la convierte en consecuencia, característica y representativa de este estado.

Mineralógicamente el limo es una fracción menos definida ya que está constituida por productos provenientes de la desintegración física y de la alteración química. Aunque en su constitución predominan cuarzo y feldespato, éstos están en menor proporción que en la arena, contienen además una pequeña cantidad de minerales secundarios, hidróxidos de Fe y productos intermedios de alteración de los minerales primarios originales.

De acuerdo con lo dicho hasta ahora, el primer sitio de estudio denominado Calderón, por ser una cubeta endorreica conforma un ambiente cerrado, que presenta un ciclo de salinización continental secundario. Donde la acumulación de sales, principalmente del tipo de carbonatos sódicos, no sólo produciría un efecto tóxico para la vegetación y una mayor presión osmótica, sino que también produciría un aumento de pH, con la consiguiente formación de suelos salino-sódicos.

El segundo sitio de estudio, denominado Cabeza de Buey es una planicie marina, que conforma un ambiente abierto, y que posee un ciclo de salinización marino. En este caso, la acumulación de sales neutras sólo produciría un efecto negativo sobre la vegetación debido a una elevada presión osmótica, originando suelos salinos.

Además de los factores que condicionan su clima, ambos sitios presentan en común condiciones y factores como, la presencia de agua, la posición en el paisaje, y drenaje restringido, que determinan predominantemente los procesos de meteorización química. No obstante, en Cabeza de Buey, y particularmente en la planicie marina de inundación actual, también se dan condiciones que favorecen, en menor medida, procesos de meteorización física, debido al efecto de la marea.

En las transectas trazadas se incluyeron suelos con diversos grados de salinidad, conformados por estos dos tipos principales de sales (alcalinas y neutras).

De esta manera, los ambientes escogidos son adecuados objetos de estudio de la problemática planteada, donde los procesos señalados pueden actuar con distinto orden de magnitud en espacios reducidos.

Asimismo, a partir de este trabajo, se espera determinar el grado de influencia que ejerce el ambiente geoquímico sobre la alteración de minerales constituyentes del suelo, en dos geoformas altamente salinizadas.

## **Hipótesis de trabajo**

Se plantea como hipótesis general que en ambientes geoquímicos con elevadas concentraciones de sales, una mayor proporción de sales alcalinas producirá un aumento del pH, el que afectará más marcadamente la composición de los constituyentes minerales del suelo.

Como hipótesis particular, se propone demostrar que como consecuencia de una alteración más intensa, mayor sería la pérdida y desplazamiento de sílice y alúmina proveniente de la estructura cristalina de los silicatos hacia la solución del medio, en muestras de suelo superficiales de geoformas con ambientes geoquímicos contrastantes en la región semiárida bonaerense.

## **Objetivo general**

Describir, cuantificar y analizar el efecto que produce una elevada concentración de sales de distinta composición sobre los constituyentes minerales y orgánicos, mediante distintos métodos (físicos, químicos y mineralógicos), en suelos superficiales altamente salinizados.

## **Objetivos particulares**

- Corroborar si en los suelos correspondientes a las geoformas cuyos ambientes geoquímicos presentan mayor agresividad, se encuentran los menores contenidos de sílice amorfa residual producto de la alteración mineral. Conjuntamente, evaluar si el contenido de sílice amorfa residual resulta un indicador adecuado para reflejar el grado de alteración mineral que tiene lugar en muestras de suelo superficiales.
- Relacionar la composición mineral, grado de alteración y propiedades de los minerales con el tipo de sales presentes en las dos áreas en estudio. Los análisis mineralógicos son llevados a cabo para determinar la naturaleza y proporciones de los minerales que componen el suelo. Estos proveen información sobre las propiedades y las transformaciones que ocurren como consecuencia de las condiciones imperantes en el ambiente (lacunar o marino) donde fueron depositados los sedimentos.

## **Caracterización de las áreas en estudio**

Con el propósito de efectuar una completa descripción de las áreas de estudio, se detalla primero la *ubicación* de cada sitio investigado en forma sucesiva, y a continuación se presenta una *caracterización climática* de la región en la que se encuentran ambos sitios.

### **Ubicación**

En la fotografía N° 1 se puede observar la ubicación de las dos áreas consideradas, Calderón y Cabeza de Buey, como así también la distancia recta, de aproximadamente 40 Km, que separa un sitio de otro. Como se mencionó anteriormente, esta pequeña distancia es la razón fundamental por la que se consideró que ambos sitios compartan los factores que condicionan su clima. En la imagen satelital se aprecia en el centro (de color rosado) la ciudad de Bahía Blanca, y el canal que lleva su nombre. Hacia la derecha del mismo, se encuentra la depresión lacunar Calderón, y a la izquierda del canal se ubica la planicie marina denominada Cabeza de Buey.

**Foto N° 1:** imagen satelital (escala 1:400.000) que incluye los dos sitios de muestreo considerados: Calderón (arriba a la derecha) y Cabeza de Buey (abajo a la izquierda).

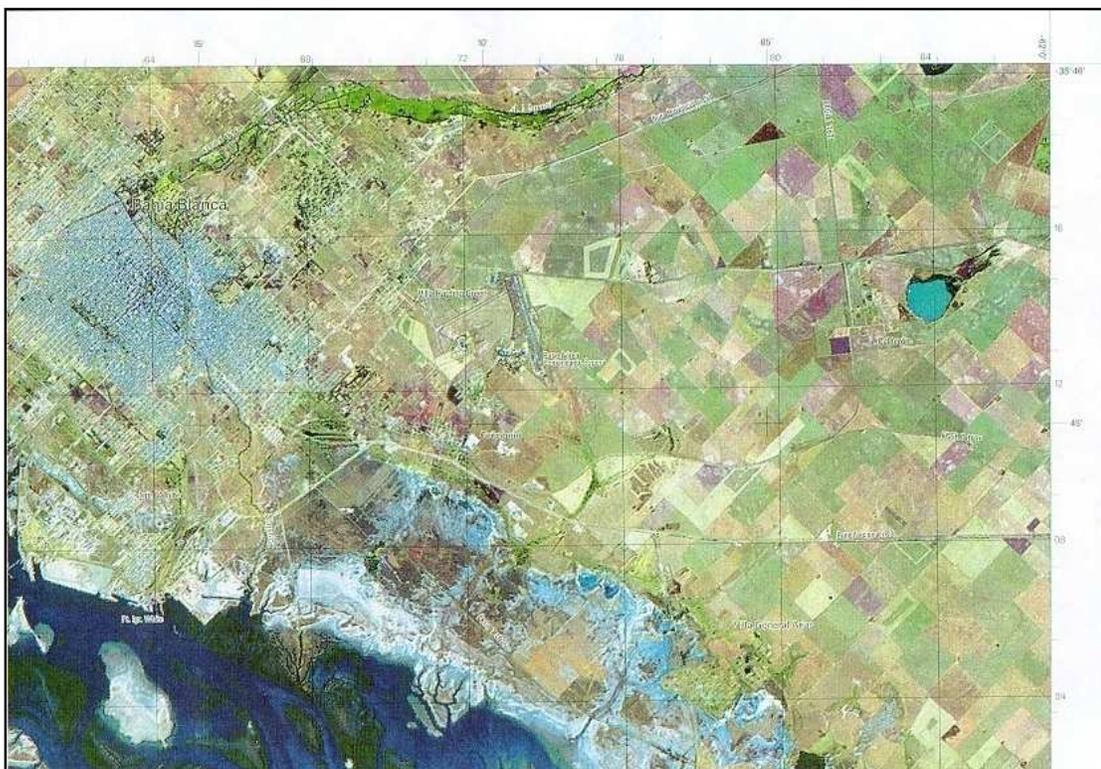


El primer sitio denominado *Calderón*, es una cubeta endorreica de aproximadamente 86 ha., que se encuentra ubicada al SE de la provincia de Buenos Aires, ruta provincial N° 3 Km 668, en el partido de Bahía Blanca.

Las coordenadas geográficas del punto central de la depresión son  $-38^{\circ} 43' 20,1''$  de latitud sur y  $-62^{\circ} 02' 05,2''$  de longitud oeste.

A continuación se presenta la imagen satelital editada por el Instituto Geográfico Militar (IGM), a escala 1:100.000. En la misma se aprecia en detalle la laguna “Calderón”.

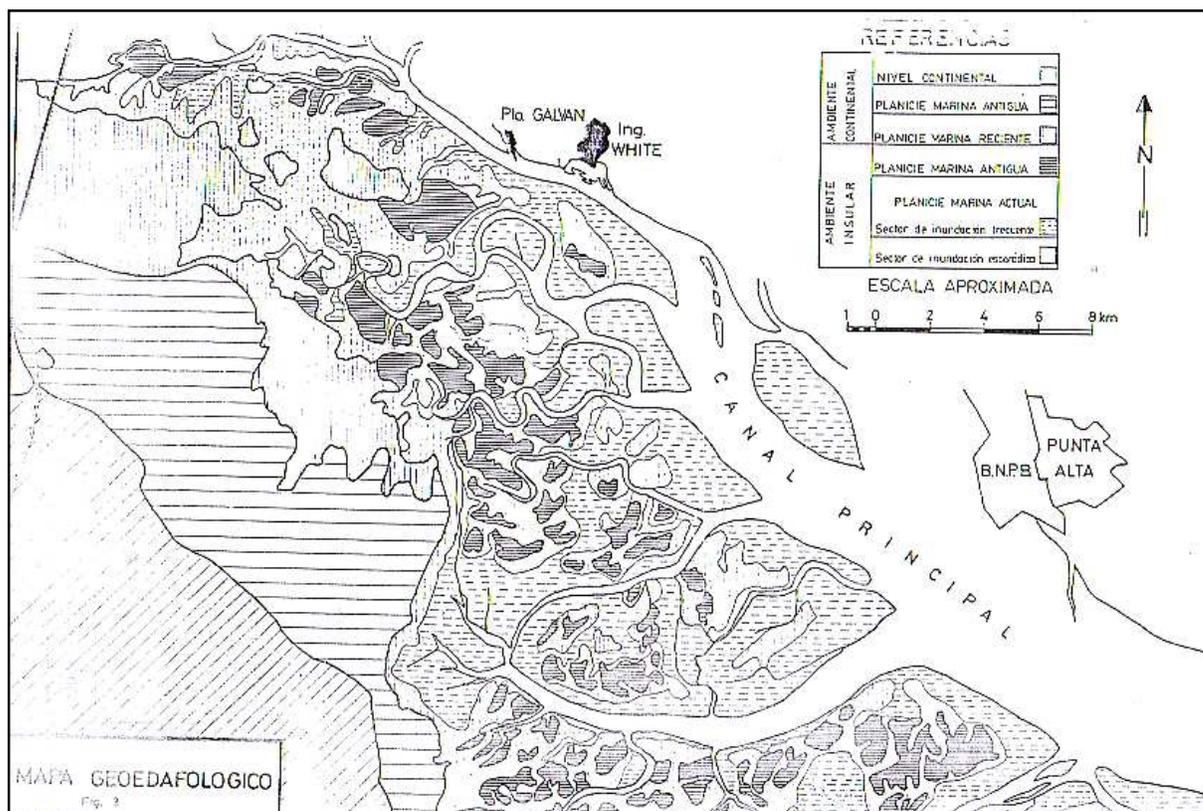
**Foto N° 2:** imagen satelital de la depresión lacunar denominada “Calderón”. Espacio-carta 3963-17, “Bahía Blanca”, editada por IGM, 19 de diciembre de 1993- Escala 1:100.000.



En la imagen precedente se observa que la laguna (a la derecha de la imagen) se encuentra recostada sobre sus bordes S y SE (parte inferior e izquierda en la imagen), mientras que presenta en dirección opuesta una forma más suavizada.

El segundo sitio de estudio denominado *Cabeza de Buey*, es una planicie marina que se encuentra ubicada al SE de la provincia de Buenos Aires, aproximadamente a unos 5 Km de la ciudad de Bahía Blanca, en la bahía del mismo nombre. Está limitada al norte y al este por el denominado “Canal Principal de la Bahía Blanca”, al sur por el paralelo 39° latitud sur y al oeste y sudoeste por el desnivel que separa los niveles marinos del nivel continental.

**Figura N° 1:** se presenta el mapa geodafológico correspondiente al dominio marino (tomado de Krüger, 1989).



## Caracterización climática de Bahía Blanca

Los sitios estudiados se encuentran ubicados dentro de una región física de transición o de borde, entre las regiones climáticas húmeda y seca, y principalmente se caracteriza por tener una importante variabilidad interanual en los elementos que condicionan su clima (Scian, 2002).

Como consecuencia de esta gran variabilidad interanual es que se consideró necesario presentar datos climáticos de un espacio de tiempo lo suficientemente largo, que incluya dichas variaciones.

El clima de la región es semiárido templado, posee una temperatura media anual de 15,2 C°. En la tabla N° 1 se presentan para la localidad de Bahía Blanca, las temperaturas máximas, medias y mínimas mensuales, y las temperaturas medias anuales para el periodo comprendido entre los años 1961 y 1999.

**Tabla N° 1:** temperaturas medias mensuales para la localidad de B. Blanca (período 1961-1999).

1961-1999	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic	media anual
<b>T max °C</b>	30,5	29,3	26,1	21,6	17,6	13,9	13,7	16,2	16,5	21,6	25,7	28,9	22,0
<b>T med °C</b>	23,0	21,9	19,1	14,8	11,4	8,2	7,8	9,6	11,6	14,6	18,5	21,6	15,2
<b>T min °C</b>	15,8	14,9	12,9	9,1	6,1	3,4	2,9	3,9	5,4	8,0	11,3	14,3	9,0

Asimismo, en la tabla N° 2 se presentan para la localidad de B. Blanca, las precipitaciones medias mensuales para el período 1961-1999, y la evapotranspiración potencial (ETP), calculada según el método de Penman-Monteith (empleando las variables requeridas de humedad relativa, temperatura media, viento y heliofanía), para un período de 43 años (Servicio Meteorológico Nacional 1985, 1986 y 1992; Scian 2002).

**Tabla N° 2:** precipitaciones medias mensuales y evapotranspiración potencial (método Penman-Monteith, período 1955-1998) para la localidad de B. Blanca.

B.Blanca	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	ago	set	oct	nov	dic	Med. anual
<b>ETP (mm/día)</b>	7,4	6,5	4,2	2,8	1,9	1,3	1,5	2,3	3,0	3,8	5,5	6,9	3,9
<b>ETP (mm)</b>	229	182	130	83	58	40	47	70	89	117	165	214	1424
<b>P media (mm)</b>	67	65	85	60	37	30	28	30	46	65	61	72	644

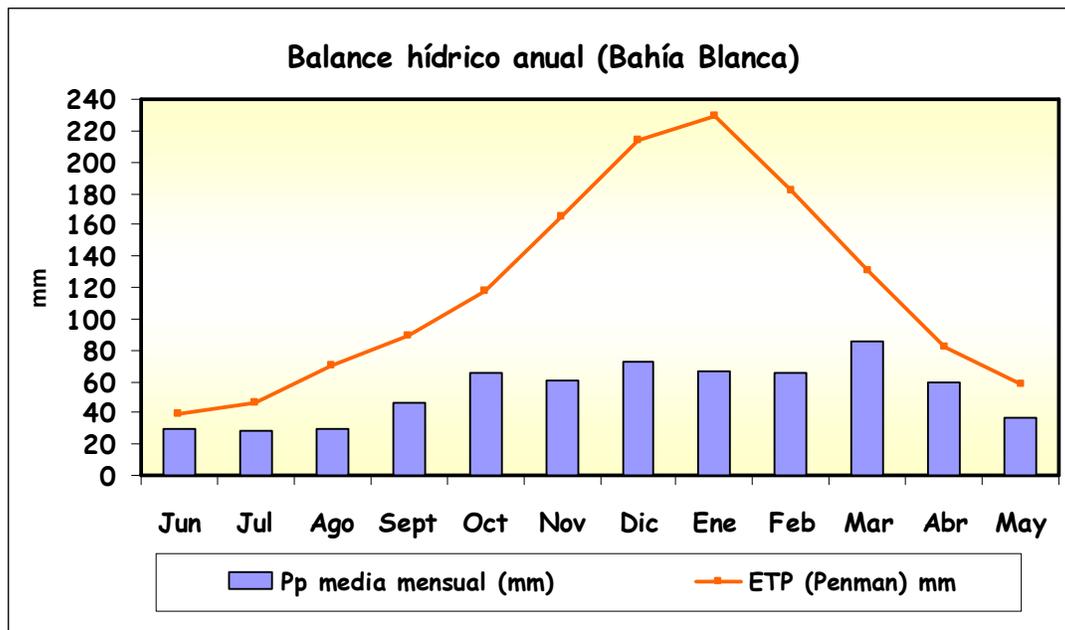
De la tabla precedente, se destaca que mientras la precipitación media anual fue de 644 mm para el lapso de tiempo considerado, la evapotranspiración potencial fue de 1424 mm.

Este déficit hídrico anual, especialmente acentuado durante la estación estival, constituye una peculiaridad característica de la región.

De esta manera, toda la región está caracterizada por un balance hídrico negativo, que claramente puede apreciarse en la figura N° 2, donde se observa la diferencia entre la precipitación media mensual y la ETP media mensual para los períodos antes mencionados.

Para determinar las características de aridez de la localidad de Bahía Blanca, se presenta el índice de aridez propuesto por la FAO-UNESCO, que se expresa como el cociente entre la precipitación y la evapotranspiración anual media. De esta manera, el índice de aridez es de 0.48, estableciéndose que para el rango entre 0.3- 0.5 el clima es semiárido.

**Figura N° 2:** balance hídrico anual para la localidad de Bahía Blanca.



Otra variable climática de importancia en la región de Bahía Blanca son los vientos, siendo las direcciones más frecuentes, por orden de importancia: N, NO, O y E. La velocidad media del viento para un período de 30 años (1961-1990) fue de 25 Km/h.

En la tabla N° 3, se presenta la frecuencia de direcciones en escala de 1000 y la velocidad media en Km/h (VM) para el periodo considerado (FAA, Estadísticas climatológicas).

**Tabla N° 3:** frecuencia de direcciones y velocidad media de los vientos de la región.

Periodo 1961-1990	N	NO	O	E
Frecuencia	205	183	134	90
VM (Km/H)	25	27	26	21

## **Caracterización geomorfológica, hidrológica y edafológica**

A continuación se describen en forma sucesiva las condiciones *geomorfológicas*, *hidrológicas* y *edafológicas* para los dos ambientes estudiados: lacunar y marino.

### **Ambiente lacunar**

El análisis cartográfico sumado a investigaciones precedentes, permitió identificar a la zona, como de origen continental representada en el sector NE por el Nivel de Planación General del Positivo de Ventania según González Uriarte, et al. (1987), correspondiente a la planicie regional.

De acuerdo con Tricart (1973) el origen de esta cubeta da testimonio de una acción concentrada de la deflación eólica, al punto de ser capaz de excavar depresiones cerradas durante el cuaternario. Debido a los períodos secos que han afectado a la zona durante dicho período, el factor hidrológico se torna importante porque influye sobre la cobertura vegetal, limitadora de la acción del viento. De esta manera, la parte baja o terminal de los derrames, donde predomina la precipitación de sales y de álcalis, y donde como consecuencia de las oscilaciones climáticas del Cuaternario, se han desarrollado procesos de solonización, lo cual, en conjunto, hace que las cubetas de deflación sean mucho más desarrolladas que las de aguas arriba.

En este ambiente, las sales pueden considerarse provenientes de procesos edafogénicos, ya que han sido aportadas por escurrimiento superficial y/o subterráneo desde sitios topográficamente más elevados (planos normales).

Como puede observarse en la figura N° 3, la cubeta endorreica se encuentra a una altura por debajo de la cota de los 60 msnm, mientras que los terrenos circundantes se encuentran a cotas de hasta más de 20 m por encima de la depresión, lo que claramente demuestra un fuerte escurrimiento superficial de los excesos hídricos hacia la misma como consecuencia de precipitaciones abundantes.

**Figura N° 3:** mapa topográfico (escala 1:30.000) de la depresión lacunar Calderón.



El balance hídrico del ambiente lacunar considerado, se encuentra fuertemente afectado por la topografía, y presenta grandes variaciones anuales y periódicas como resultado del escurrimiento y acumulación de grandes masas de agua, las que principalmente son pérdidas por evaporación.

Asimismo, en los períodos de lluvias abundantes, el volumen de agua caída supera la capacidad de evaporación de la atmósfera y la transpiración de las plantas, en consecuencia los excesos de agua se infiltran hacia el nivel de agua subterránea produciendo un ascenso del mismo. En ocasiones en que el nivel de agua subterránea sube de tal manera que supera el nivel del suelo se producen las grandes lagunas superficiales que son características de las fuertes inundaciones de carácter semipermanente que han afectado, en numerosas oportunidades, la provincia de Buenos Aires. Estas lagunas son en realidad afloramientos de las aguas subterráneas y por lo tanto sus aguas no tienen posibilidad de infiltrarse, por lo que se almacenan en esas

depresiones hasta evaporarse. Esta es una de las características hidrológicas más notables de la provincia de Buenos Aires y de todas las grandes y lluviosas llanuras del mundo (Quatrocchio, 1992).

Según el Mapa de Suelos de la Provincia de Buenos Aires, INTA-CIRN (1989), el área en estudio pertenece al dominio edáfico 3. El mismo está cubierto por una capa loésica de poco espesor (40-80 cm) depositada sobre un sustrato de tosca, este sedimento constituye el material originario de los suelos más representativos de la región.

Este dominio se ubica al sur de las sierras de Ventania y su paisaje está constituido por planicies elevadas. Las posiciones planas y centrales de los valles, con mayor espesor de sedimentos, están ocupadas por Haplustoles y Argiustoles típicos, en tanto que en las pendientes laterales evolucionan Haplustoles énticos.

Particularmente, la toposecuencia trazada se encuentra dentro de la unidad cartográfica que presenta una asociación de Haplustol típico, fino, muy somero, con Argiustol típico, fino, muy somero, ocupando las posiciones altas con tosca a escasa profundidad. Localmente como la depresión que nos ocupa, presenta una elevada concentración de sales, hace que se formen Salortides.

En este ambiente, se incluyó el suelo zonal en la toposecuencia, con la doble finalidad de contar con un referente modal en cuanto a las condiciones de alteración, que además es la fuente principal de material de aporte de la depresión lacunar. De esta manera, el suelo zonal de la región de Bahía Blanca, que se encuentra ampliamente descrito por Blanco et al. (2003), fue clasificado taxonómicamente como Paleustoll Petrocálcico, franco fino, mixto, térmico según Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999).

La posición geomorfológica corresponde al Nivel de Planación General del Positivo de Ventania, sector distal de la Llanura Subventánica occidental, tiene relieve plano (pendiente < 0,5). El material parental es loess, de edad Holocena, que se encuentra yuxtapuesto a un grueso horizonte petrocálcico (tosca) de edad Plio-Pleistocena. Como característica general, estos suelos presentan buen drenaje y alta susceptibilidad a la erosión eólica (Blanco y Amiotti, 2001).

## **Ambiente marino**

Concordantemente con Krüger (1989), resulta evidente que los sedimentos que componen el paisaje actual de la Bahía Blanca son de edad cuaternaria y habrían sido depositados entre el Pleistoceno superior y el Holoceno, con posteriores depósitos de

menor importancia areal. La zona en cuestión se compone de una sucesión de niveles, avanzando desde el continente hacia el Canal principal, la planicie marina antigua pierde elevación y resulta progresivamente degradada por la acción de mareas y olas. La planicie marina actual cobra gran importancia areal, con predominio de amplios sectores de inundación frecuente, donde alternan procesos de sedimentación en aguas poco profundas y orillas convexas de canales, con procesos de erosión en las orillas cóncavas y al pie de los relictos de la planicie marina antigua.

En la planicie marina actual el contenido de sales se mantiene relativamente constante debido al aporte del agua de mar, ya sea en forma de inundación/ infiltración o bien por el ascenso y descenso del nivel freático.

Aquí las condiciones hidromórficas son permanentes, especialmente en los sectores, próximos a la costa del canal de la bahía, que sufren inundaciones frecuentes.

En este sitio, los suelos de la toposecuencia trazada incluyen mayoritariamente el dominio edáfico 26 y, hacia su extremo, más alejado de la costa del mar, el dominio edáfico 4, según el Mapa de Suelos de la Provincia de Buenos Aires (1989).

Los suelos pertenecientes al primer dominio mencionado (26), están cubiertos por sedimentos marinos depositados durante las transgresiones cuaternarias. Su paisaje se compone de extensas llanuras marinas y canales de marea, actualmente transformados en salitrales. En ellos se desarrollan indistintamente Ustifluventes ácuicos, Natrustoles típicos y Salortides típicos.

Asimismo, el dominio edáfico 4 se caracteriza por presentar en las planicies y mesetas un material de textura franco arenosa mezclado, en parte con carbonato de calcio pulverulento. Este depósito se asienta sobre una costra calcárea. Su paisaje está compuesto por extensas planicies, modeladas sobre arenas de origen eólico, que han cubierto totalmente la superficie de las mesetas. Los suelos que conforman la unidad cartográfica pertenecen a un complejo de Haplustol éntico, franco grueso, ubicado en los planos; Ustipsamment típico, somero, desarrollado sobre un delgado espesor de sedimentos arenosos que se asienta sobre la costra calcárea, y Ustipsamment típico, sobre sedimentos arenosos de más de un metro de espesor.

De acuerdo con Krüger (1989), en el área de estudio se encuentran tres sectores diferenciados, en función de sus características geomorfológicas y edafológicas. Estos sectores son: la planicie marina actual, la planicie marina antigua y el nivel continental.

El primer sector, corresponde a la denominada planicie marina actual, comprendida desde la cota de 4 msnm hasta el nivel actual del mar. El límite entre la planicie marina actual y el siguiente nivel es difuso y difícil de establecer. En sectores se presenta en forma de microacantilado (no mayor de 5 cm) producido por acción de pleamares extraordinarias, mientras que en la mayor parte del área se constituye una faja de transición determinada por la cambiante línea de costa.

El segundo sector, está comprendido por la planicie marina antigua, que se presenta aproximadamente entre los 10 y los 4 msnm, y posee como rasgo característico, una superficie plana y homogénea, en la que no se observan relictos de canales de marea, ni otro tipo de depresiones importantes.

Finalmente, el tercer sector diferenciado corresponde al nivel continental, se destaca por ser el más elevado, se presenta por encima de la cota de los 16 msnm. Este sector limita en forma muy neta con el segundo nivel a través de una fuerte pendiente, y presenta las características de una suave planicie, cubierta en su totalidad por sedimentos eólicos arenosos.

## **Materiales y Métodos**

### **Toma de muestras. Descripción de los ambientes geoquímicos**

Las labores de muestreo en los sitios de estudio, Calderón (ambiente lacunar) y Cabeza de Buey (ambiente marino), se llevaron a cabo en el mes de enero y febrero de 2001 respectivamente. Estas tareas se concentraron en la porción superficial del suelo, por ser donde las sales se encuentran presentes en mayor concentración, como consecuencia de repetidos ciclos de humedecimiento y secado.

### **Ambiente lacunar**

En Calderón teniendo en cuenta el problema planteado, con el objeto de incorporar condiciones diferenciales en el ambiente geoquímico y en su accionar sobre la alteración mineral, se diseñó una transecta en forma de toposecuencia, desde las geoformas altas adyacentes (planos normales) hasta el sector central de la depresión, siguiendo la misma se procedió al muestreo secuencial cada 100 m y se tomó la cota altimétrica en cada punto abarcando las siguientes situaciones:

**Suelos zonales (profundidad 0–10 cm):** son los suelos de las geoformas normales estabilizadas, que presentan como material originario loess. Aquí el efecto de la temperatura es amortiguado por una abundante cobertura herbácea. Estos suelos característicos (o modales) de la región aportan materiales en solución y/o en suspensión hacia los sitios topográficamente deprimidos. Por esta razón, serán considerados como sitios de referencia o testigos en lo concerniente a las condiciones de alteración.

**Suelos del borde de la depresión (profundidad 0–10 cm):** en este grupo se encuentran materiales adyacentes no salinos ni alcalinos, que presentan menores variaciones hídricas, ya que sólo en años excepcionalmente húmedos se encuentran inundados, o afectados por la capa de agua subterránea. En estos suelos el efecto de la temperatura, también es amortiguado por una vegetación herbácea suprayacente. Condiciones geoquímicas poco favorables para ocasionar una apreciable alteración en los minerales presentes.

#### **Interior de la depresión:**

**Profundidad 0–2 cm:** comprende lo que comúnmente se denomina costra salina. Por constituir la parte superficial del suelo presenta el mayor

contenido de sales y está sometida a frecuentes variaciones de temperatura y humedad (humedecimiento-secado) a lo largo del año. Este ambiente geoquímico proporcionaría condiciones muy favorables para una intensa alteración de los minerales presentes.

**Profundidad 2–10 cm:** presenta un elevado contenido de sales, aquí los cambios de temperatura son más atenuados como consecuencia de no recibir directamente la radiación solar. Las condiciones geoquímicas son más atenuadas para producir alteración en los minerales presentes con respecto a la situación anterior.

## **Ambiente marino**

En Cabeza de Buey el muestreo se realizó a la misma profundidad que en el primer sitio (0-2 y 2-10 cm), a lo largo de la transecta se abarcan los tres sectores: la planicie marina actual (puntos 1 y 2), la planicie marina antigua (puntos 3, 4 y 5) y el nivel continental (punto 6), oportunamente caracterizados. Así se transita desde el primer punto a 1,9 msnm hasta el nivel continental que supera la cota de los 16 msnm.

Cabe señalar que se tomaron las mismas estaciones de muestreo que en el estudio realizado por Krüger (1989), si bien la clasificación de los suelos ha sido actualizada según Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999).

Comparativamente con el ambiente lacunar, anteriormente descrito, el ambiente marino considerado posee, no sólo particularidades intrínsecas de un sistema abierto, sino que además comprende una mayor superficie. Debido a lo dicho, es probable que en su constitución se presenten materiales heterogéneos.

En este sentido, con la finalidad de intentar predecir si las sales presentes contribuyen a establecer un patrón común, en relación a los procesos de alteración mineral, los suelos fueron agrupados de acuerdo al contenido salino independientemente de su posición en el paisaje, a lo largo de la transecta.

De esta manera, teniendo en cuenta el nivel de salinidad presente en los suelos, se plantean los siguientes grupos:

**Suelos que presentan baja salinidad (CE < 10 dS/m):** este grupo está conformado por las estaciones de muestreo CB 3 y CB 6, y debido a la ausencia de una costra salina en superficie fueron muestreados a una profundidad de 0-10 cm.

El punto CB 3 clasificado como Argiustol Arídico, presenta el mayor desarrollo genético y un bajo nivel de salinidad, en función de su nivel freático a más de 2 m de

profundidad. En este lugar desarrolla la comunidad vegetal más compleja del área (chañaral) donde la especie más representativa es *Geoffroea decorticans*, y abundante presencia de especies herbáceas.

El punto CB 6 clasificado como Ustipsamment Típico, muestra buen drenaje y no manifiesta problemas de salinidad. La cobertura vegetal es del 100%, presentando un estrato arbustivo superior, compuesto por *Geoffroea decorticans*; un estrato intermedio, dominado por *Lycium chilense* y un estrato herbáceo donde predomina *Hyalis argentea*, y con menor importancia especies pertenecientes a los géneros *Hordeum sp.* y *Bromus sp.*

**Suelos con salinidad intermedia (CE =10-75 dS/m):** este grupo está conformado por las estaciones de muestreo CB 2 y CB 4, y fueron muestreados a una profundidad de 0-2 y 2-10 cm.

El punto CB 2, ubicado en el sector distal de la planicie marina actual, se ha clasificado como Haplosalid Típico. No presenta anegamiento y la profundidad del nivel freático es ligeramente mayor respecto del punto más cercano a la costa (CB 1), en consecuencia, se observan inferiores niveles de salinidad. La vegetación característica es el matorral halófilo, siendo *Cyclolepis genistoides*, *Atriplex undulata* y *Salicornia ambigua*, las especies más notables.

En punto CB 4, ubicado en el sector posterior de la planicie antigua, fue clasificado como Ustifluent Ácuico, y presenta condiciones de drenaje, salinidad y vegetación similares al punto anterior (CB 2).

**Suelos con elevado contenido salino (CE>75 dS/m):** este grupo está conformado por las estaciones de muestreo CB 1 y CB 5, y fueron muestreados a una profundidad de 0-2 y 2-10 cm.

El punto CB 1 muestra marcadas condiciones hidromórficas producidas por la inundación frecuente del mar y el nivel freático cercano a la superficie, es por esto que ha sido clasificado como Acuisalid Típico. Su vegetación asociada es la estepa arbustiva halófila sobre peladal, de *Heterostachys ritteriana* con muy bajo porcentaje de cobertura. El punto CB 5 clasificado como Petrogypsid Ústico, muestra como característica destacable, la presencia de un horizonte de acumulación de sulfato de calcio endurecido (44-81 cm) y una elevada concentración de sales en superficie. Su vegetación, es la estepa arbustiva halófila sobre peladal, dominado por *Allenrolfea patagónica*.

## Determinaciones de laboratorio

La totalidad de las muestras de suelo recolectadas, fueron secadas al aire y tamizadas por malla de 2 mm, y posteriormente le fueron efectuadas mediante procedimientos estandarizados para su caracterización general, las siguientes determinaciones:

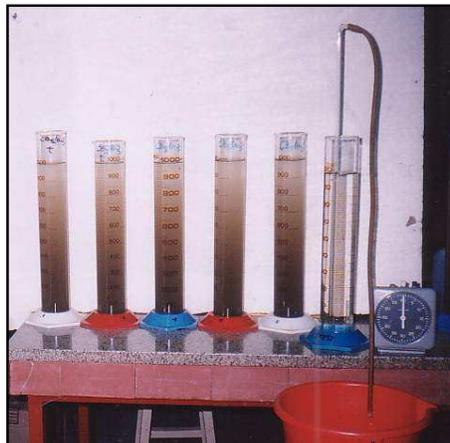
### ◆ Métodos Físicos

*Preparación de las suspensiones:* en principio se procedió al lavado de las sales solubles con agua destilada (AD) con el objeto de obtener suspensiones estables, hasta que la CE de las muestras fuera inferior a 2 dS/m, luego se centrifugaron a 10.000 rpm con la finalidad de evitar pérdidas de los materiales coloidales más finos. Posteriormente, las muestras se secaron en estufa a una temperatura inferior a 40 °C (para evitar cambios en la estructura mineral), se mortearon y se prepararon cinco suspensiones (en botellitas plásticas) por muestra de suelo. Para favorecer la dispersión de las suspensiones, las botellitas se agitaron durante 14 hs y fueron sometidas a ultrasonido durante 5 minutos.

En las suspensiones así preparadas, cuya concentración inicial de sólido fue del 4% (40 g en 1000 ml), se determinó la composición granulométrica por duplicado mediante combinación de los métodos de la pipeta y tamizado en húmedo, como se recomienda en la bibliografía específica [Narro Farías (1994), Gavande (1972), Klute (1986)].

Por último, se procedió al fraccionamiento de las muestras por sedimentación (aplicando la ley de Stokes) como puede observarse en la Foto N° 3. Esta tarea se realizó por quintuplicado (5 suspensiones por cada muestra de suelo) con la finalidad de obtener una cantidad suficiente de cada fracción para las determinaciones químicas y mineralógicas.

**Foto N° 3:** probetas de sedimentación utilizadas para el fraccionamiento de una muestra.



De esta manera, fueron separadas las fracciones: arcilla ( $< 2 \mu\text{m}$ ), limo fino ( $2-6 \mu\text{m}$ ), limo medio ( $6-20 \mu\text{m}$ ), limo grueso ( $20-50 \mu\text{m}$ ), para lo cual luego del agotamiento completo de cada fracción recién se comenzaba con la próxima de tamaño creciente, posteriormente por tamizado en húmedo se obtuvieron las fracciones gruesas remanentes: arena fina ( $50-100 \mu\text{m}$ ), media ( $100-250 \mu\text{m}$ ) y gruesa ( $> 250 \mu\text{m}$ ).

## ◆ Métodos Químicos

Previa calibración del peachímetro con la solución buffer correspondiente ( $\text{pH}=7$  en Cabeza de Buey y  $\text{pH}=9$  en Calderón), se determinó  $\text{pH}$  potenciométricamente en el extracto de saturación, y en relación suelo: agua; 1:2,5 en AD y en  $\text{KCl}$  ( $1\text{M}$ ).

En el extracto de saturación se determinó la conductividad eléctrica (CE) ( $\text{dS/m}$ ) por conductometría y posteriormente se estimó la concentración de sales solubles totales ( $\text{meq/L}$ ). Asimismo, con la finalidad de establecer el tipo de sales presentes, se determinó la concentración de los aniones solubles: carbonatos ( $\text{CO}_3^{2-}$ ) — bicarbonatos ( $\text{HCO}_3^-$ ), cloruros ( $\text{Cl}^-$ ) y sulfatos ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) por titulación volumétrica con  $\text{H}_2\text{SO}_4$ , método de Mohr, y por turbidimetría con  $\text{BaCl}_2$  respectivamente, y de los cationes solubles:  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$  por fotometría de llama, y  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  por titulación complexométrica con EDTA.

En las fracciones arcilla ( $< 2 \mu\text{m}$ ) y limos ( $2-6 \mu\text{m}$ ,  $6-20 \mu\text{m}$ ,  $20-50 \mu\text{m}$ ) obtenidas, se determinó por duplicado la capacidad de intercambio catiónico (CIC) por el método de Bobko-Askinasi, donde se saturaron las muestras de suelo con  $\text{BaCl}_2$  ( $0,5 \text{N}$ ), luego se desplazó el catión con  $\text{HCl}$  ( $0,1\text{N}$ ) y se determinó gravimétricamente el sulfato de bario precipitado con  $\text{H}_2\text{SO}_4$  concentrado.

De igual forma, en las fracciones mencionadas (arcilla y limos) se determinó por duplicado la superficie específica de adsorción, por adsorción de una solución saturada de ortofenontrolina ( $3,5 \text{g/L}$ ) y posterior determinación colorimétrica (Lawrie, 1961).

Además, en las muestras naturales enteras de ambos sitios se determinaron, por duplicado, los contenidos de calcáreo (%) por calcimetría, C orgánico (%) por el método de Walkley-Black (digestión química húmeda) y por determinación colorimétrica de los iones  $\text{Cr}^{3+}$  formados (Schlichting et al. 1995), N disponible por el método de Kjeldahl y P inorgánico mediante extracción con bicarbonato de sodio ( $0,5 \text{M}$ ) (Zalba et al. 2002).

Las determinaciones químicas antes descritas, excepto las ya citadas, se realizaron siguiendo los procedimientos recomendados por Jackson (1964), Page (1982) y por el Laboratorio de Salinidad de los E.U.A. (1993).

Por último, con el objeto de intentar inferir distintos grados de alteración de las estructuras minerales en los diferentes sitios, se determinó el contenido de los óxidos pedogenéticos de silicio, aluminio y hierro presentes, previa extracción selectiva en condiciones alcalinas (Foster 1953, citado por Schlichting et al. 1995), tanto en las muestras naturales y enteras (sin fraccionar) como en las fracciones granulométricas aisladas (arcilla, limo fino, medio y grueso) de los dos sitios en estudio y a las dos profundidades de muestreo consideradas.

Cabe mencionar, que durante este proceso de extracción selectiva se utilizó material volumétrico de plástico, con la finalidad de evitar contaminaciones a partir del material de vidrio.

De esta manera se cuantificó la concentración de Si, Al, y Fe mediante un Espectrómetro de Emisión Atómica por Plasma Inducido (EAAS), modelo Shimadzu ICPS-1000 III (LANAQUI). Utilizando el mismo equipo, se determinó la concentración de sílice soluble (ppm) por duplicado, en el extracto de saturación en muestras seleccionadas dentro y fuera de la depresión del sitio Calderón, con la finalidad de determinar su contenido en la solución del suelo.

## ◆ Métodos Mineralógicos

Concordantemente con Chunming, et al. (1996); Heakal, et al. (1976), y para cumplir con los objetivos evitando alteraciones químicas irreversibles sobre la carga superficial y la composición de las arcillas, que son ajenas a las condiciones naturales de esta investigación, no se realizaron los métodos pretratamientos para remover calcáreo, materia orgánica, y óxidos de hierro libres, frecuentemente recomendados en la bibliografía general para los análisis mineralógicos [Carter, (1993); Kunze y Dixon, (1986)].

Teniendo en cuenta lo anteriormente mencionado, es que sólo se procedió a la remoción de sales solubles en todas las muestras de los dos sitios en estudio, mediante lavados con AD hasta obtener una CE < 2 dS/m, con el objeto de simplificar no sólo los difractogramas de rayos X, sino también los demás análisis mineralógicos.

Debido a que las propiedades físicas y químicas de los suelos están controladas por los minerales, especialmente por los que constituyen las fracciones más finas, es que surgió

la necesidad de identificar, caracterizar y analizar las propiedades de los diferentes materiales minerales.

La positiva identificación de especies minerales y una estimación cuantitativa de sus proporciones, usualmente requiere la aplicación de análisis cuantitativos y cualitativos complementarios, siendo la difracción de rayos X uno de los métodos más utilizados (Klute, 1986).

Para la obtención de los análisis difractométricos se preparó una suspensión concentrada con las muestras de la fracción arcilla fina ( $< 1 \mu$ ), luego por medio de una pipeta, fueron extendidas sobre un portamuestras de Al y secadas al aire. Las muestras de la fracción arcilla ( $< 2 \mu$ ) fueron montadas en forma de polvo sobre portamuestras de aluminio. De esta manera, con las muestras así preparadas, se obtuvieron los difractogramas naturales y glicolados de cada una de ellas.

Estos análisis fueron llevados a cabo con un equipo Rigaku Denki D/max-IIIc computarizado del área mineralógica del Departamento de Geología, UNS. Las condiciones de trabajo fueron: anticátodo de Cu ( $K_{\alpha} = 1,54$ ); monocromador de grafito; velocidad de barrido  $2^{\circ}/\text{min}$ ; paso de muestreo  $0,01^{\circ}$ ; ranuras de divergencia y recepción 1, y de dispersión 0,15 mm.

En forma complementaria, se seleccionaron dos situaciones contrastantes del ambiente geoquímico de cada sitio en estudio, y se tomaron microfotografías en las fracciones arcilla y limo fino, bajo microscopio electrónico de barrido (MEB), con un equipo JEOL 35CF- Tokio, Japón del CRIBABB; previo tratamiento sputter coater Pelco 9100 con oro, las condiciones de observación fueron 7kv. Además, en el ambiente lacunar se tomaron microfotografías, en algunas muestras seleccionadas de la fracción arcilla, bajo microscopio electrónico de transmisión, con un equipo JEOL 100 CXII- Tokio, Japón (80 kv). Estos estudios se realizaron con la finalidad de ratificar y convalidar la identificación de las especies minerales a través de otros métodos.

Por último, en todos los puntos pertenecientes a los distintos ambientes geoquímicos presentes en las dos áreas de estudio, se procedió a la identificación y recuento de minerales correspondientes a la fracción arena media (100-250  $\mu\text{m}$ ).

Con este fin, se colocó una pequeña porción de granos sueltos de cada muestra de arena sobre portaobjetos de vidrio, inmersos en aceite de cedro (índice de refracción =1,512), y se cubrieron con cubreobjetos de vidrio. Con las muestras de esta manera preparadas, se realizó la identificación y el recuento de granos en seis campos escogidos al azar, llegando a un total de entre 150 y 180 granos aproximadamente por muestra. Las

muestras fueron observadas bajo microscopio de polarización con luz paralela y nicoles cruzados, pudiendo analizarse así las distintas características presentadas por las especies minerales.

Se trabajó con un microscopio de polarización Olympus, trinocular, con cámara de video de alta resolución y programas computarizados para el procesamiento de las imágenes obteniéndose las macrofotografías que ilustran este trabajo.

El microscopio de polarización es una herramienta relativamente simple y de directa observación, posibilita ver el rasgo más distintivo de los minerales sin cálculos intermediarios ni interferencias. Asimismo, se utiliza en investigaciones de suelos para determinar identidad, tamaño, forma y condición de granos sueltos en arenas y limos. El conocimiento de la naturaleza y condición de los minerales presentes en estas fracciones provee no sólo información acerca del material parental, de la presencia de discontinuidades litológicas, sino fundamentalmente revela el grado de meteorización en el suelo como clave referente de su historia (Cady et al.,1986).

En esta experiencia, se han tenido en cuenta las variaciones sufridas en los rangos de pH y las alteraciones expresadas por cambios cualitativos netos en los distintos granos minerales considerados, permitiendo así establecer la estabilidad de los diferentes minerales frente a los distintos ambientes geoquímicos.

Asimismo, el análisis de las especies minerales en forma individual y posteriormente en conjunto, permite no sólo determinar las variaciones de cada una de ellas en forma independiente, sino también, el resultado de las interacciones que tienen lugar en los distintos ambientes geoquímicos.

## **Análisis Estadístico**

Las variables estudiadas se analizaron por ANOVA simple. Las medias obtenidas se compararon por el test de Bonferroni.

Cabe mencionar, que se escogió este test de comparación de medias, que si bien no se caracteriza por encontrar muchas diferencias, presenta como ventajas ser el más robusto ante eventuales faltas de homocedasticidad y normalidad en poblaciones naturales, y además permite trabajar con un error global para todas las comparaciones posibles.

Conjuntamente se realizaron correlaciones y regresiones simples entre algunas de las variables más representativas de cada ambiente geoquímico, comprobando su ajuste por el estudio de desviaciones y residuales (Steel y Torrie, 1981).

## Resultados y Discusión

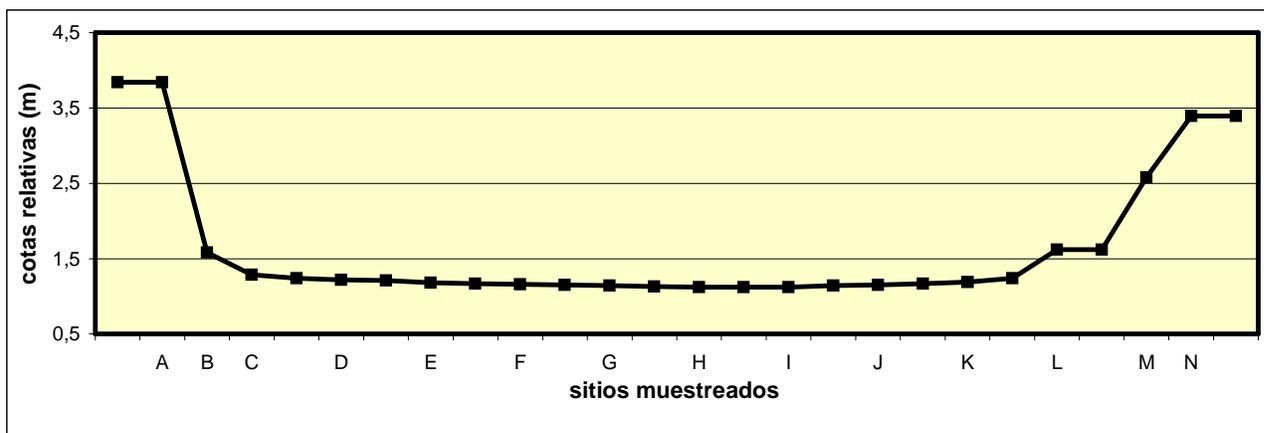
A continuación se presentan los resultados de las *determinaciones físicas, químicas y mineralógicas* obtenidas sólo en las muestras de suelos correspondientes al **ambiente lacunar**, con el objeto de describir y analizar en detalle las particularidades de este sitio en estudio de forma aislada. Posteriormente, se procederá de la misma forma con el otro ambiente considerado (marino).

Se espera que esta modalidad de presentación, posibilite una mejor discusión y comprensión de cada sitio en particular, con el fin último de abordar conclusiones integrales que las incluyan.

### Ambiente lacunar

Se puede observar en la figura N° 4 un corte esquemático de la cubeta deprimida estudiada en proximidades a la localidad de Calderón, en la escala vertical fueron representadas las diferencias altimétricas relativas tomadas en los 17 puntos muestreados que conforman la toposecuencia. La misma posee una distancia de 1150 metros, sin incluir los suelos zonales que se encuentran en los planos normales adyacentes.

**Figura N° 4:** Corte esquemático del ambiente lacunar en Calderón.



Los sucesivos puntos que conforman la transecta analizada, fueron denominados con letras de forma progresiva. De esta manera, al primer punto considerado (borde de la depresión) le correspondió la letra A, y así sucesivamente hasta la letra N para el borde opuesto de la misma.

A los suelos zonales, que se encuentran siguiendo la misma dirección de la transecta antes mencionada, pero ya en los planos normales adyacentes a la depresión, se los designó con la letra Z.

Estas depresiones cerradas ocupan extensiones variables y se encuentran con frecuencia en la región semiárida pampeana, alternando con suelos zonales como consecuencia de un relieve ligeramente deprimido (Galizzi, 1988). Aquí generalmente, el manto freático libre se encuentra cercano a la superficie, y en consecuencia, constituye una importante fuente de sales que mantiene activo el proceso de acumulación de éstas sobre los suelos.

De acuerdo con Wilding y Rehage (1985), las sales pueden concentrarse en la superficie del suelo o a considerable profundidad en el subsuelo, dependiendo de la estación del año y de los mecanismos de recarga/descarga de agua.

De esta manera, durante las épocas en las que el balance hídrico es negativo, las sales se concentran en la superficie de los suelos de la depresión, debido a los procesos de migración. Estos procesos se repiten con la consiguiente formación de una costra salina superficial. Esta costra ejerce un efecto de “mulch” sobre el suelo subyacente, restringiendo la evaporación, ya que el agua sólo puede atravesarla en forma de vapor (Galizzi y Peinemann, 1989).

A continuación, se presenta una fotografía (foto N° 4) tomada a posteriori del muestreo (momento de recarga), desde una de las laderas de la laguna con la finalidad de visualizar de manera general el paisaje conformado por la laguna, las laderas y los planos normales circundantes.

En el momento del muestreo la depresión se encontraba completamente sin agua, y como puede observarse en las fotografías en todos los puntos muestreados, excepto los de borde (foto N° 4 b) y los zonales, se encontró una costra salina de algunos milímetros de espesor (foto N° 4 a), c) y d).

Según Peinemann et al. (2000), es habitual que los centros de estas depresiones se encuentren desprovistos de vegetación, donde sólo aparecen especies halófilas, en forma aislada, dispuestas próximas a los bordes de las mismas. Coincidentemente con Dregne (1976) y Zalba y Peinemann (1987), otra característica distintiva de estos suelos, observable en las fotografías correspondientes al centro de la depresión (fotos a, c, y d), es que presentan en superficie un marcado resquebrajamiento en forma poligonal.

**Foto N° 4:** fotografía general del paisaje de Calderón. **a)** costra salina del interior de la depresión. **b)** suelos de borde con escasa vegetación. **c)** y **d)** detalles de la costra salina, presentando un fuerte resquebrajamiento poligonal.



**a)**



**b)**



**c)**



**d)**



## Determinaciones físicas

El análisis granulométrico de este ambiente (tabla N° 4), evidencia una marcada acumulación de materiales finos transportados por el escurrimiento de las aguas superficiales desde los suelos circundantes hacia el centro de la depresión. Estos materiales se depositan en condiciones de calma, proceso característico de los ambientes lacunares.

La selección que sufren los materiales mientras son transportados queda revelada claramente no sólo por el abrupto cambio en la clase textural existente a lo largo de la toposecuencia, sino también por las diferencias encontradas entre las relaciones granulométricas (arena media/ fracción > 6  $\mu$ ) propuestas por Schlichting et al. (1995).

De esta manera mientras los bordes presentan una textura franco arenosa, se observa un enriquecimiento gradual y progresivo de materiales finos hacia el centro de la cubeta, donde la fracción arcilla supera el 50 % correspondiendo a una textura arcillosa. Los suelos zonales circundantes, de los cuales provienen estos materiales de aporte, presentan una textura franca a franco arenosa. La composición granulométrica de todos los suelos que conforman la toposecuencia se presentan en el Anexo, página 1.

**Tabla N° 4:** análisis granulométrico medio de los distintos ambientes geoquímicos que conforman la toposecuencia denominada Calderón.

Fracciones/ Prof.	Interior de la depresión		Borde 0-10 cm	Zonales 0-10 cm
	0-2 cm	2-10 cm		
< 2 $\mu$	58,8	53,6	8,8	13,2
2 - 6 $\mu$	13,3	13,3	5,3	7,6
6 - 20 $\mu$	8,7	9,0	5,2	12,1
20 - 50 $\mu$	7,3	7,1	8,9	14,2
50 - 100 $\mu$	5,2	5,2	24,8	13,7
100 - 250 $\mu$	4,2	9,4	39,2	25,3
> 250 $\mu$	0,4	1,1	5,3	12,0
<b>TOTAL (%)</b>	<b>97,9</b>	<b>98,7</b>	<b>97,5</b>	<b>98,1</b>

En la tabla precedente, se advierte que si comparamos la composición granulométrica media de los suelos zonales (testigos), con la costra salina (0-2 cm) y el subsuelo (2-10 cm) dentro de la depresión, se observa un aumento superior a cuatro veces en el contenido de arcilla, y de casi dos veces en el contenido de limo fino. El contenido de limo medio y grueso permanece casi invariable a lo largo de la toposecuencia, mientras que se

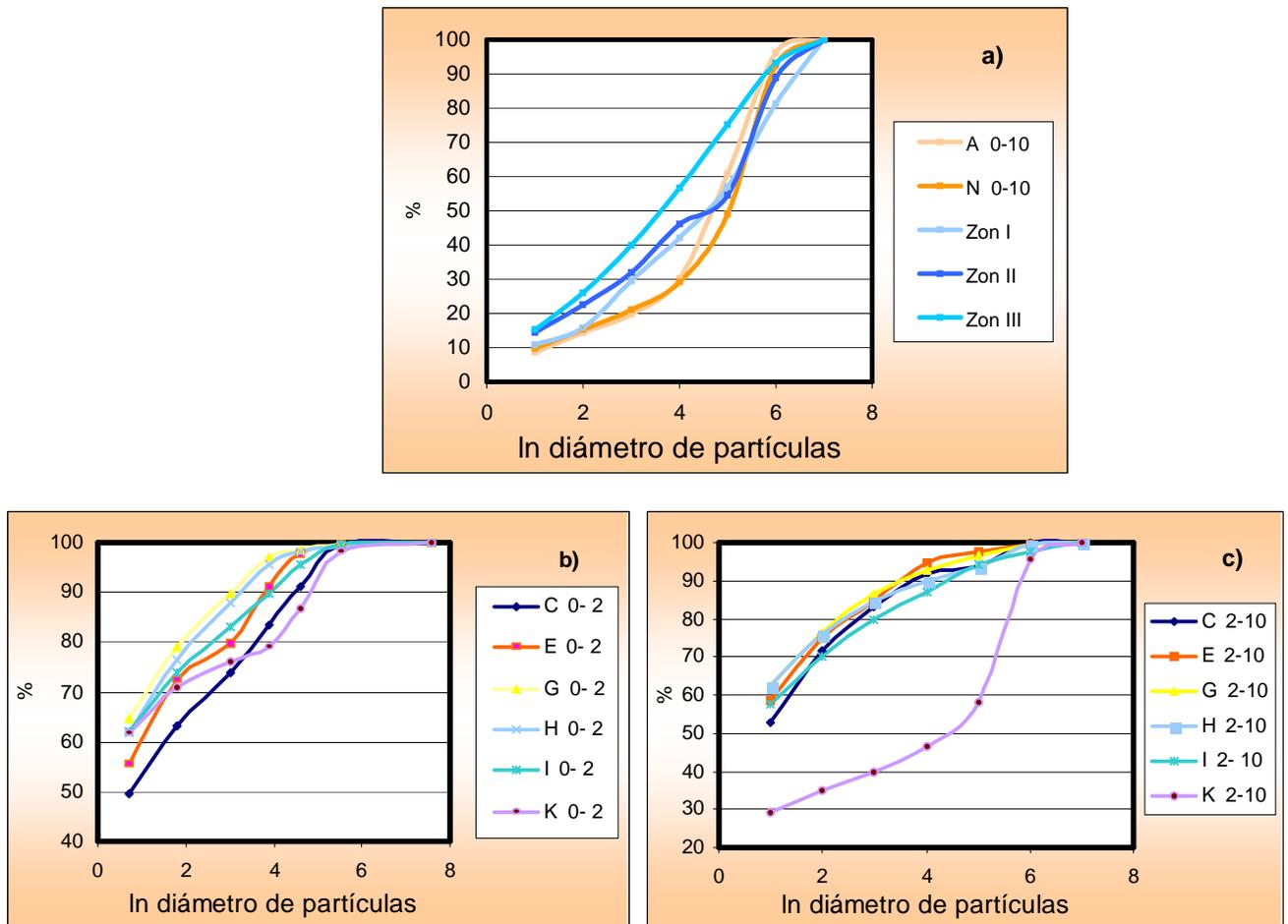
presenta una disminución mayor a diez veces en el contenido de arena en el centro de la depresión respecto a los testigos.

Las diferencias granulométricas encontradas a lo largo de la transecta se establecen, de acuerdo con Tricart J.L.F. (1973), debido a que ciertas cubetas se presentan en parte bordeadas por cordones de material eólico (de hasta 3-4 m de altura) bien nítidos, mientras que otras, como la laguna en estudio, no los presentan, es decir que en sus bordes no se observan acumulaciones importantes de material eólico, y si las tiene, apenas alcanzan pocos cm de espesor. A su vez, estos dos tipos de orillas pueden coexistir alrededor de una misma cubeta, dando origen a un tipo mixto.

De esta manera, otra característica observada (apreciable en la foto N° 2, pág. 17), coincidente con las descripciones del autor, es que los cordones eólicos siempre aparecen mejor desarrollados sobre un determinado borde de las cubetas, al SE y al E. Asimismo, esta característica está determinada por la dirección de los vientos predominantes (N, NO, y O) ya descritos en la caracterización climática de la región.

A continuación, en la figura N° 5, se presentan las curvas de distribución de tamaño de partículas, de todas las muestras pertenecientes a cada uno de los ambientes geoquímicos que conforman la toposecuencia. Estas curvas se realizaron con la finalidad de evaluar la homogeneidad textural en sentido lateral de las muestras dentro de cada ambiente geoquímico en particular, en las mismas, se presenta en la escala vertical el porcentaje acumulativo en función del logaritmo natural del tamaño de las partículas.

**Figura N° 5:** curvas de distribución de tamaño de partículas en los ambientes geoquímicos: **a)** zonales (azul) y borde (naranja); **b)** costra salina (0-2 cm); **c)** muestras subsuperficiales (2-10 cm).



En la figura precedente, se aprecia de manera general en todos los ambientes geoquímicos [a), b) y c)] que las distribuciones son homogéneas, y en consecuencia tienden a superponerse.

Particularmente, en la fig. N° 5 a) se encuentran agrupados los suelos zonales (en azul) conjuntamente con los suelos correspondientes a los bordes de la cubeta (en naranja) debido a que estos ambientes presentan curvas de distribución semejantes entre sí. La similitud reflejada en las curvas de distribución tanto en las muestras de la costra salina (fig. N° 5 b) como en las subsuperficiales (fig. N° 5 c), pone de manifiesto la homogeneidad granulométrica de estos materiales.

No obstante, en la fig. N° 5 c) se aprecia una diferencia en la curva de distribución correspondiente a la muestra K (2-10 cm), que por encontrarse ubicada hacia el extremo

de la toposecuencia donde la geoforma de la cubeta es más suave, presenta características intermedias entre las muestras subsuperficiales y las de borde.

Asimismo, en la tabla Nº 5, se presenta la relación arena media/ fracción > 6  $\mu$  propuesta por Schlichting et al. (1995), con el objeto de caracterizar la homogeneidad en sentido vertical de los materiales sedimentarios. Además, esta relación permite comprender la magnitud de la estratificación en los sedimentos lacunares. En la bibliografía se recomienda una relación que incluya las fracciones de mayor tamaño, por ser donde se encuentran los minerales más resistentes a la translocación y a la meteorización.

**Tabla Nº 5:** relación arena media/ fracción > 6  $\mu$  en las muestras de suelo del centro de la depresión, a las dos profundidades consideradas.

Prof./Muestra	C	E	G	H	I	K
<b>0-2 cm</b>	0,22	0,24	0,08	0,11	0,23	0,28
<b>2-10 cm</b>	0,07	0,12	0,18	0,16	0,25	0,18

En la anterior tabla se observan comparativamente claras diferencias en todas las relaciones obtenidas dentro de la depresión, entre la costra salina y las muestras subsuperficiales en cada uno de los puntos. Asimismo, se observan mayores valores en la costra salina de los puntos más cercanos a los bordes (C, E, K), mientras que en los puntos centrales de la depresión (G, H, I), esta situación parece invertirse. Es decir, que se encuentran los mayores valores de la relación arena media/ fracción >6  $\mu$  en las muestras subsuperficiales.

Queda evidenciada la selección que presentan los sedimentos, durante los procesos de transporte y acumulación, encontrándose los mayores contenidos de materiales finos en el centro de la cubeta, particularmente en los primeros centímetros de espesor (costra salina).

De esta manera, las diferencias encontradas en las relaciones antes mencionadas nos estarían indicando una falta de homogeneidad granulométrica en sentido vertical en los sedimentos lacunares para las dos profundidades analizadas en esta experiencia.

Teniendo en cuenta los resultados obtenidos a partir de las determinaciones físicas se llegó a las siguientes **conclusiones parciales**:

➤ Como evidencia de **procesos de transporte y acumulación**, se observa un neto cambio de la clase textural a lo largo de la transecta. De esta manera, los suelos zonales circundantes, topográficamente más elevados, de textura franco a franco arenosa, conjuntamente con el escurrimiento del agua superficial aportan materiales finos hacia el interior de la depresión, donde la textura es arcillosa.

➤ Las curvas de distribución de tamaño de partículas reflejan la gran homogeneidad granulométrica que presentan las muestras (réplicas) dentro de cada uno de los ambiente geoquímicos considerados (suelos zonales y de borde, sedimentos de la costra salina y muestras subsuperficiales).

➤ Como consecuencia de la **selección** que sufren los materiales durante los procesos de transporte y acumulación, en el ambiente geoquímico del interior de la depresión se observa falta de homogeneidad granulométrica entre las dos profundidades consideradas (0-2 y 2-10 cm).

## Determinaciones químicas

En la tabla N° 6 se presentan los valores de pH obtenidos en suspensiones con agua destilada y KCl en una relación suelo: agua 1: 2,5 para todos los suelos que conforman la toposecuencia de este ambiente. En los puntos donde no se observó desarrollo de la costra salina (nd), fue tomada una muestra de la capa 0-10 cm.

Se aprecia en la tabla que en general, los suelos dentro de la depresión presentan una fuerte alcalinidad, que se mantiene casi invariable tanto en la costra salina como en subsuperficie. También se observa que hacia uno de los bordes (L hasta N) hay una disminución más gradual en los valores de pH, donde la alcalinidad de los suelos se va reduciendo hasta llegar a los valores normales de los suelos zonales.

Estos valores se condicen con la figura N° 4, donde se advierte que la depresión es más bien plana en el centro y que sus bordes no son simétricos, sino que uno de ellos (A-B) presenta una pendiente más abrupta que el otro (M-N), donde la geoforma es más suave hasta llegar a la altura de los planos normales.

**Tabla N° 6:** pH en relación suelo: agua; 1:2,5 en AD y KCl en las dos profundidades consideradas.

	Prof. (cm)	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	Z I	Z II	Z III
pH agua	0-2	nd	10,7	10,7	10,6	10,7	10,6	10,5	10,5	10,6	10,6	10,5	10,7	nd	nd	nd	nd	nd
	2-10	7,6	10,6	10,5	10,5	10,6	10,5	10,5	10,5	10,4	10,4	10,4	9,5	9,5	7,8	7,3	7,9	7,8
pH KCl	0-2	nd	10,4	10,3	10,3	10,3	10,3	10,3	10,3	10,3	10,3	10,3	10,4	nd	nd	nd	nd	nd
	2-10	6,6	9,8	9,5	9,6	9,7	9,6	9,7	9,5	9,4	9,4	9,4	8,5	7,9	7,4	6,1	6,4	6,6

Comparativamente, se destaca que los valores medios de pH en agua dentro de la depresión, tanto en la costra salina (0-2 cm) como en las muestras subsuperficiales (2-10 cm), son casi 3 unidades mayores que en los bordes y en los planos normales. Estas diferencias son de 2 unidades para los valores de pH en KCl.

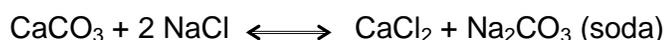
La fuerte alcalinidad observada dentro de la depresión, es producida no sólo por la acumulación de sales solubles provenientes desde los suelos topográficamente más elevados circundantes a la misma (ver mapa topográfico), sino principalmente por la formación in situ de carbonato de sodio ( $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ).

De acuerdo con Szabolcs (1969), el origen de este carbonato se produce por una formación fisicoquímica, durante la meteorización de rocas eruptivas y sedimentarias, donde los bicarbonatos de metales alcalinos y alcalinotérreos que se forman, pasan a

carbonatos alcalinotérreos poco solubles y carbonatos alcalinos fácilmente solubles, por evaporación del agua y pérdida de CO<sub>2</sub>.



Como se aprecia en la reacción precedente, la cantidad de carbonatos alcalinos en el agua depende de la cantidad de cationes alcalinotérreos. Posteriormente por acción de sales neutras sobre CaCO<sub>3</sub>, se produce la reacción de Berthollet, considerada como la formación más importante de soda en suelos:



Gupta et al. (1984), sostienen que en los suelos formados bajo la influencia de sales del tipo de Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, aumenta la saturación de sodio del sistema que es acompañado además por un aumento del pH de los mismos. El aumento del pH del suelo influye a un amplio rango de las propiedades fisicoquímicas, incluyendo la carga característica de los suelos.

En este sentido, Marlet et al. (1998) sostienen que el aumento de pH conlleva a desbalances químicos y deficiencias en la nutrición mineral de la vegetación, además causa floculación de arcillas por sodificación y dispersión, causando taponamiento de poros por partículas coloidales. El suelo se torna más compacto y menos permeable, pudiendo presentar condiciones anaeróbicas.

Asimismo, cabe destacar que en la naturaleza, estos suelos que contienen predominantemente sales capaces de producir hidrólisis alcalina, tienden a ocurrir en regiones geográficamente separadas de aquellos suelos salinos con predominancia de sales solubles neutras [Kovda (1965); Bhargava et al., (1981)].

## Extracto de saturación

A continuación, en la tabla N° 7 se presentan los valores medios de pH y CE obtenidos en el extracto de saturación, para cada uno de los ambientes geoquímicos que conforman la toposecuencia. En la misma tabla se muestran además la relación de adsorción de sodio (RAS) y el contenido de carbonato de calcio (%).

Asimismo, en la figura N° 6, se presenta la concentración media relativa de los principales cationes ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  y  $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$ ) y aniones ( $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  y  $\text{HCO}_3^-$ ) solubles, con la finalidad de definir el tipo de sales presentes en cada ambiente geoquímico. Los datos de origen referentes a las variables medidas en el extracto de saturación se exhiben en el Anexo, páginas 2 y 3.

**Tabla N° 7:** valores medios de pH, CE, RAS obtenidos en el extracto de saturación, y contenido medio de  $\text{CaCO}_3$  (%) en cada uno de los ambientes geoquímicos.

	pH	CE (dS/m)	RAS	$\text{CaCO}_3$ (%)
<b>Zonales</b> n=3	6,8 a*	0,43 *a	0,4 *a	0,3*a
<b>Borde</b> n=3	7,8 b	2,31 a	24,7 a	9,6 b
<b>Centro(0-2)</b> n=11	9,9 c	217,4 b	–	18,7 c
<b>Centro(2-10)</b> n=11	9,4 c	35,2 a	463,4 b	17,2 c

\*: medias en columnas seguidas de distinta letra difieren por el test de Bonferroni con  $p < 0.05$

\*: medias en columnas seguidas de distinta letra difieren por el test de Bonferroni con  $p < 0.01$

En la tabla precedente, de manera general se destaca que a medida que avanzamos hacia el centro de la cubeta, en los lugares más deprimidos topográficamente, los valores medios de todas las variables consideradas van aumentando, y contrariamente si nos movemos en sentido inverso, hacia los bordes de la cubeta, que se encuentran a mayor cota altimétrica, los valores van disminuyendo hasta llegar a las condiciones normales de los suelos zonales.

Coincidentemente con estas observaciones, Wilding y Rehage (1985) sostienen que los suelos hidromórficos que se han desarrollado a partir de sedimentos calcáreos o de materiales parentales ricos en minerales meteorizables, contienen elevadas concentraciones de sales y una más fuerte recarga de bases con respecto a suelos

adyacentes topográficamente más elevados y bien drenados. Asimismo, el transporte e inmovilización de sales en suelos hidromórficos es un proceso dinámico que está directamente relacionado con el flujo de agua.

El pH medido en el extracto de saturación correspondiente a las muestras del interior de la depresión a las dos profundidades consideradas, es claramente superior respecto a los restantes ambientes geoquímicos (zonales y bordes), asimismo también se encuentran diferencias significativas entre estos dos últimos ambientes mencionados ( $p < 0.05$ ).

La conductividad eléctrica en dS/m, determinada en el extracto de saturación, presenta los mayores valores en la costra salina (0-2 cm), difiriendo notablemente de los restantes ambientes geoquímicos ( $p < 0.01$ ).

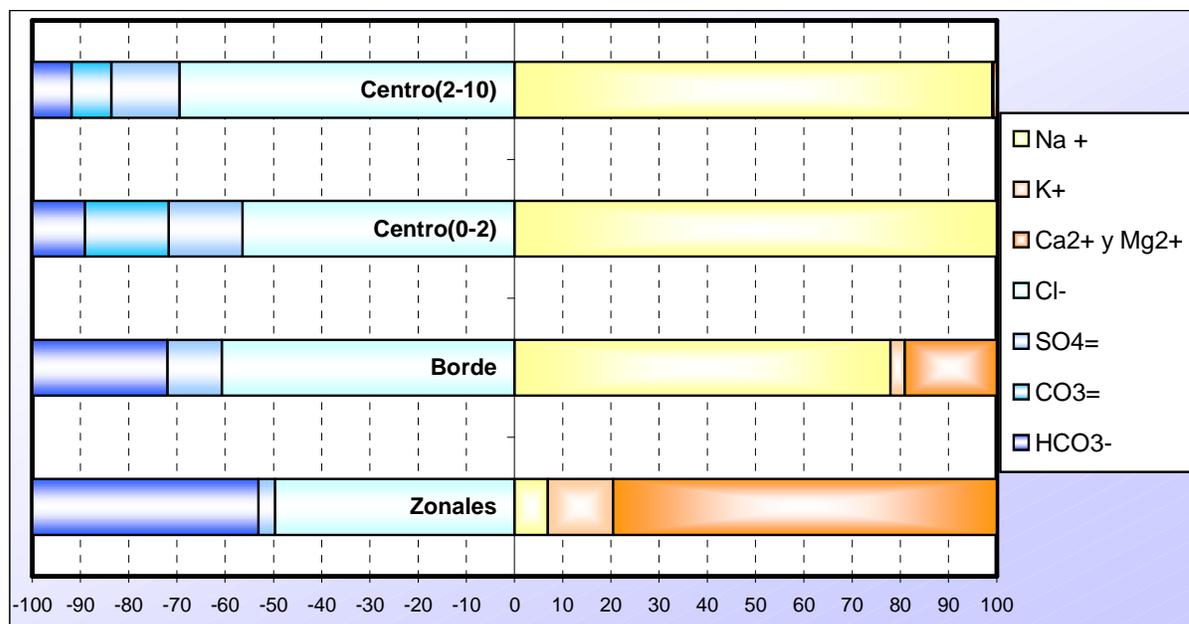
Cabe señalar que la relación de adsorción de sodio no se pudo calcular en la costra salina, debido a la ausencia de calcio y de magnesio soluble en el extracto de saturación. En consecuencia, de la tabla N° 7 se destaca que los mayores valores en la relación de adsorción de sodio fueron encontrados en las muestras subsuperficiales (2-10 cm) del interior de la cubeta con respecto a los demás ambientes geoquímicos ( $p < 0.01$ ).

En este sentido, Gupta et al. (1981); Frenkel et al. (1983); van Asten et al. (2003) y Chernet et al. (2001), sostienen que la presencia de carbonato de sodio resulta en la inmovilización del calcio, consecuentemente estos suelos poseen elevada relación de adsorción de sodio (RAS) en la solución del suelo y elevado porcentaje de sodio intercambiable (PSI). Asimismo, el exceso de sodio intercambiable en presencia de carbonato de calcio, imparte a estos suelos alto pH.

Se enfatiza la gran afinidad que poseen estos cationes ( $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$ ) para formar conjuntamente con los carbonatos compuestos de baja solubilidad. Esto claramente se refleja en los mayores contenidos de carbonato de calcio observados en las muestras del interior de la depresión (0-2 y 2-10 cm), con respecto a los restantes ambientes geoquímicos (zonales y borde) ( $p < 0.01$ ).

La fuerte alcalinidad presente en el centro de la cubeta, producida por la acumulación de sales solubles y por la formación in situ de soda, influye sobre la mayor precipitación de bicarbonatos, presentes en forma de carbonatos alcalinotérreos y que se manifiesta con grandes aumentos en el contenido de calcita ( $\text{CaCO}_3$ ), esta característica puede apreciarse no sólo en la tabla N° 7, sino también más adelante, cuando oportunamente se analicen los difractogramas correspondientes.

**Figura N° 6:** concentración media relativa de los principales cationes ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  y  $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$ ) y aniones ( $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  y  $\text{HCO}_3^-$ ) solubles expresados en porcentaje del total de sales en cada uno de los ambientes geoquímicos que conforman la toposecuencia.



De manera general, en la figura precedente se observa que en los suelos con menor cota altimétrica, dentro de la depresión, para las dos profundidades consideradas predominan ampliamente las sales sódicas principalmente formando cloruros y carbonatos. Mientras que en los suelos zonales y en los bordes de la cubeta, el contenido de sales es bajo ( $\text{CE}=0,8 \text{ dS/m}$ ), predominando los cloruros y bicarbonatos de cationes alcalinotérreos.

Asimismo, dentro de la depresión en todos los puntos se advierte una concentración cinco veces superior de sales solubles en superficie (costra salina) respecto a las muestras subsuperficiales. La mayor evidencia de ello se observa comparando dentro de un mismo punto las dos profundidades de muestreo, así por ejemplo en el punto G se observa que la concentración de sales solubles disminuye abruptamente desde 2450 a 420 meq/L, aumentando la proporción de cloruros a expensas de los bicarbonatos y carbonatos, mientras que la proporción de sulfatos permanece casi invariable (ver Anexo, pág. 3).

En la figura N° 6, se observa que a lo largo de la transecta, el contenido porcentual de sodio aumenta desde un 7 % en los suelos zonales hasta valores superiores al 99 % en

el interior de la depresión tanto en la costra salina como en las muestras subsuperficiales, pasando por una situación intermedia de casi 80 % en el borde de la depresión.

Asimismo, se observa que el contenido de potasio presenta una tendencia inversa encontrando los mayores valores en los suelos zonales (~ 14 %), un 3 % en los bordes y trazas (< 1 %) en el interior de la depresión. De la misma manera, el calcio+magnesio soluble disminuye desde un 80 % en los suelos zonales, presentando un 19 % en bordes y trazas en el interior de la depresión (0-2 y 2-10 cm).

Los pequeños contenidos de cationes divalentes obtenidos en la fase soluble, se explican a partir del trabajo de Szendrei (1977), quien concluyó que los suelos que contienen cantidades apreciables de calcita y dolomita, resultan en ambientes con pH alcalinos para la formación de suelo, donde la acumulación de sales sódicas capaces de producir hidrólisis alcalina, reducen la disolución de estos minerales (calcita y dolomita) particularmente en los horizontes superficiales.

De acuerdo con el análisis estadístico realizado, en la costra salina del interior de la depresión se encuentran las mayores concentraciones medias de  $\text{Na}^+$ , respecto de los restantes ambientes geoquímicos ( $p < 0.01$ ). Mientras que no se hallaron diferencias significativas entre los ambientes geoquímicos considerados, en los contenidos medios de  $\text{K}^+$  ( $p > 0.21$ ), como tampoco en los de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  ( $p > 0.06$ ).

Estas observaciones se condicen con las realizadas por Várallyay (2002), en áreas hidrogeológicamente cerradas, donde, como en este caso, el carbonato de sodio es el tipo de sal predominante, por lo que la solución del suelo es siempre fuertemente alcalina y consecuentemente las sales de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  están presentes en forma de precipitado (carbonatos y bicarbonatos) y sólo las sales sódicas más solubles se mantienen en solución. Esta predominancia absoluta del  $\text{Na}^+$  en la solución del suelo, produce que el complejo de adsorción se encuentre saturado con esta especie iónica.

Con el incremento de la sodicidad, aumenta la repulsión entre las partículas de arcilla, produciendo hinchamiento, dispersión y obstrucción de poros reduciendo la permeabilidad y la estabilidad estructural [Zalba y Peinemann, (1987); Oster y Shainberg, (2001); Curtin et al., (1995)].

Con respecto al contenido porcentual de aniones a lo largo de la transecta, se observa que los cloruros predominan en todos los ambientes considerados, variando en un rango desde un 50 % presente en los suelos zonales, hasta un 70 % en las muestras subsuperficiales del interior de la depresión. De igual forma, los sulfatos aumentan hacia el centro de la depresión, presentando casi un 4 % en los suelos zonales, un 11 % en los

bordes y un máximo de aproximadamente 15 % en el interior de la cubeta (0-2 y 2-10 cm).

De manera inversa, los bicarbonatos disminuyen hacia el centro de la depresión, encontrando contenidos cercanos al 50 % en los suelos zonales, al 30 % en los bordes y un mínimo alrededor del 10 % dentro de la cubeta. Por último, se destaca la presencia de carbonatos solubles sólo en el interior de la depresión, con un valor máximo en la costra salina (17 %), y menores contenidos en las muestras subsuperficiales (8 %).

En la costra salina del interior de la depresión, se presentan los mayores contenidos medios de sulfatos y bicarbonatos, respecto de los restantes ambientes geoquímicos considerados ( $p < 0.05$  y  $p < 0.01$  respectivamente). También se hallaron diferencias altamente significativas en los contenidos medios de carbonatos en el ambiente geoquímico del interior de la depresión, entre las dos profundidades muestreadas ( $p < 0.01$ ).

Los menores contenidos medios de cloruros se presentan en los ambientes geoquímicos conformados por los suelos zonales y de borde, respecto de los internos a la depresión. A su vez, en el interior de la depresión se hallaron diferencias significativas entre las dos profundidades (0-2 y 2-10 cm) ( $p < 0.05$ ).

Si bien el contenido de carbonato de sodio fue cuantificado de manera directa, se establecieron las siguientes relaciones, propuestas por Gupta y Abrol (1990), con la finalidad de ratificar la presencia de esta sal.

De acuerdo con este autor, en las eflorescencias salinas en forma de costra, las siguientes condiciones de  $\text{pH} > 8,4$  y relaciones  $\text{Na}^+/\text{Cl}^- > 1$ , son indicadores de suelos que contienen carbonatos de sodio. Asimismo, cuando el suelo contiene cantidades significativas de sulfatos, la relación  $\text{Na}^+ / (\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}) > 1$  permite indicar la presencia de carbonato de sodio.

De esta manera, se calcularon estas relaciones con los valores medios obtenidos en el extracto de saturación (con  $n = 11$ ), en los ambientes que poseen pH medios mayores a 8,4. Es decir, se tuvieron en cuenta no sólo las muestras de la costra salina, sino también las muestras subsuperficiales del interior de la depresión, obteniendo los siguientes resultados:

**Tabla Nº 8:** relaciones calculadas a partir del extracto de saturación en la costra salina (0-2 cm) y en las muestras subsuperficiales (2-10 cm) del interior de la depresión.

	<b>Centro (0-2 cm)</b> n=11	<b>Centro (2-10 cm)</b> n=11
<b>pH</b>	9,9	9,4
<b>Na<sup>+</sup>/Cl<sup>-</sup> =</b>	1,80 * b	1,49 a
<b>Na<sup>+</sup>/(Cl<sup>-</sup> + SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>)=</b>	1,41 b	1,23 a

\*: medias en filas seguidas de distinta letra difieren por el test de Bonferroni con  $p < 0.01$

De la tabla precedente, se destaca que se han encontrado diferencias altamente significativas en ambas relaciones que ratifican la presencia de carbonato de sodio, entre la costra salina y las muestras subsuperficiales del interior de la depresión ( $p < 0.01$ ).

Los suelos alcalinos contienen un exceso de sodio intercambiable y carbonato de sodio. Los suelos calcáreos que contienen carbonatos solubles, PSI > 15 y pH > 8,2 en la pasta saturada, manifiestan problemas asociados con la alcalinidad. Estos suelos presentan además, sales solubles en cantidades variables. Con salinización de tipo carbonatos/sulfatos, la CE de los extractos en la pasta saturada usualmente supera los 4 dS/m.

La presencia de carbonatos solubles permite y facilita el aporte de la porción alcalina de los suelos salino-sódicos. El exceso de sodio intercambiable y elevado pH causado por la presencia de minerales de carbonato-bicarbonato de sodio, imparte a estos suelos condiciones físicas desfavorables (Gupta y Abrol, 1990).

Esta acumulación excesiva de sodio en los suelos causa numerosos fenómenos adversos, tales como cambios en los iones de la fase intercambiable y de la solución del suelo, eleva el pH, produce desestabilización de la estructura, deterioro de las propiedades hidráulicas del suelo, incrementa la susceptibilidad al encostramiento y a efectos específicos de iones sobre el crecimiento de las plantas (Akhter et al., 2004).

Se utiliza el término “alcalino” para suelos que contienen elevada sodicidad, alto pH, y carbonato sódico soluble con cantidades variables de sales solubles neutras.

En seco, los suelos alcalinos se tornan muy duros y desarrollan fracturas de varios centímetros de ancho y en profundidad, las cuales se cierran cuando el suelo es humedecido. Bajo condiciones de fuerte alcalinidad, la materia orgánica disuelta, otorga a la superficie de estos suelos un color negro oscuro.

## Complejo de cambio

Los valores medios de CIC y superficie específica de las fracciones más finas (arcilla, y limo fino, medio y grueso), obtenidas por fraccionamiento de las muestras enteras de la costra salina (0-2 cm), las muestras subsuperficiales (2-10 cm), de los suelos zonales y de borde se presentan en la tabla N° 9. Los datos de origen de estas variables, se exhiben en el Anexo, página 5.

Estas determinaciones fueron realizadas con la finalidad de verificar si tuvieron lugar cambios en las propiedades fisicoquímicas, producidos por el ambiente geoquímico y su accionar, de los minerales del suelo a lo largo de la toposecuencia.

**Tabla N° 9:** valores medios de capacidad de intercambio catiónico (meq/100 g suelo) y superficie específica (m<sup>2</sup>/g de suelo) en las fracciones arcilla y limo.

Sup esp (m <sup>2</sup> /g)	Sitios			
	Fracción	Zonales	Borde	Centro(0-2 cm)
< 2 μ	449 ab*	403 a	534 b	499 ab
2 - 6 μ	320 b	243 a	300 b	216 a
6 - 20 μ	210 b	148 a	134 a	131 a
20 - 50 μ	120 b	78 a	63 a	69 a

CIC(meq/100g)	Sitios			
	Fracción	Zonales	Borde	Centro(0-2 cm)
< 2 μ	55,3 a	56,8 ab	63,4 b	64,0 b
2 - 6 μ	48,2 a <sup>(1)</sup>	44,0 a	41,6 a	40,6 a
6 - 20 μ	28,4 a <sup>(2)</sup>	25,0 a	25,0 a	25,0 a
20 - 50 μ	14,8 a <sup>(3)</sup>	11,2 a	10,0 a	9,9 a

\*: medias en fila seguidas de distinta letra difieren por el test de Bonferroni con p <0.05.  
pA: probabilidad de Anova (1): pA> 0.19, (2): pA> 0.69, (3): pA> 0.06.

En general, se observa en todos los puntos que al aumentar el tamaño de las partículas, y por ofrecer menor superficie de reacción, disminuye la CIC. Si bien lo dicho es una obviedad, se destaca que esta disminución es más acentuada en los suelos dentro de la depresión (0-2 y 2-10 cm) que en los suelos zonales, mientras que los suelos de borde se encuentran en una situación intermedia. Estas diferencias (en las disminuciones) nos estaría indicando la predominancia de distintos tipos de minerales a lo largo de la toposecuencia. Esta observación coincide con los resultados obtenidos en los análisis mineralógicos, que serán discutidos oportunamente.

Si consideramos los valores medios, se observan mayores valores de superficie específica en la fracción arcilla de los suelos de la costra salina con respecto a los de borde ( $p < 0.05$ ).

En la fracción limo fino los mayores valores de superficie específica, se encuentran en los suelos zonales y costra salina (0-2 cm) con respecto a las muestras del borde y subsuperficiales (2-10 cm) de la depresión ( $p < 0.05$ ), mientras que en las fracciones de limo medio y grueso los mayores valores de superficie específica se presentan en los suelos zonales con respecto a los suelos de los restantes ambientes ( $p < 0.05$ ).

De la comparación de los contenidos medios de la CIC de la fracción arcilla, se destaca que los mayores valores se corresponden con los ambientes geoquímicos del interior de la depresión. Encontrando diferencias significativas entre las muestras dentro de la depresión (costra salina y subsuperficie) y los suelos zonales, mientras que los suelos del borde de la cubeta no se diferencian del resto ( $p < 0.05$ ).

No obstante, en las subfracciones de limo con este test de comparación de medias, no se encontraron diferencias significativas en los valores de la CIC entre los distintos ambientes geoquímicos a lo largo de la toposecuencia ( $p < 0.05$ ).

De esta manera, se observa que como consecuencia de un ambiente geoquímico más agresivo, los materiales que muestran mayores cambios en sus propiedades fisicoquímicas, son los presentes en la fracción arcilla de la costra salina con respecto a los suelos zonales adyacentes. Estas observaciones están relacionadas y serán comprendidas con mayor profundidad, cuando oportunamente, se discutan los resultados de disolución selectiva y de los análisis mineralógicos.

En la tabla N° 10, se presenta la densidad de cargas media calculada en cada uno de los ambientes geoquímicos, en las fracciones: arcilla, limo fino, limo medio y limo grueso. Este parámetro permite definir la cantidad de cargas existentes por unidad de superficie ( $\text{meq}/\text{m}^2$ ) y se expresa como:

$$R = (\text{CIC}/S) * 100 \text{ donde,}$$

CIC: es la capacidad de intercambio catiónico ( $\text{meq}/100\text{g}$ ).

S: superficie específica de adsorción ( $\text{m}^2/\text{g}$ ).

Los datos de origen de esta variable, se presentan en la página 6 del Anexo.

**Tabla N° 10:** densidad de cargas ( $\sigma$ ) media de las fracciones más finas (arcilla y limo) calculada en los distintos ambientes geoquímicos, diferenciados en Calderón.

$\sigma$ (meq/m <sup>2</sup> ) Fracción	Sitios			
	Zonales	Borde	Centro(0-2 cm)	Centro(2-10 cm)
< 2 $\mu$	12,3 <sup>(1)</sup>	14,2	12,0	13,1
2 - 6 $\mu$	15,0 * ab	18,3 ab	14,2 a	18,6 bc
6 - 20 $\mu$	13,5 <sup>(2)</sup>	17,0	18,7	18,9
20 - 50 $\mu$	11,5 <sup>(3)</sup>	15,1	16,5	14,1

\*: medias en fila seguidas de distinta letra difieren por el test de Bonferroni con  $p < 0.05$   
 pA: probabilidad de Anova (1):  $pA > 0.30$ , (2):  $pA > 0.10$ , (3):  $pA > 0.37$ .

En la tabla precedente, se aprecia que únicamente se encontraron diferencias significativas en la fracción limo fino entre las muestras del interior de la depresión, encontrando la mayor densidad de cargas en las muestras subsuperficiales (2-10 cm) respecto a la costra salina ( $p < 0.05$ ).

En las fracciones arcilla y limo grueso podemos afirmar con una probabilidad mayor al 30 % y 37 % respectivamente, que la densidad de cargas no difiere significativamente en los distintos ambientes geoquímicos que conforman la toposecuencia.

### Disolución selectiva

Inicialmente, con el objeto de observar alguna tendencia general del efecto de la alteración sufrida por los minerales del suelo producto del accionar de los diferentes ambientes geoquímicos que conforman la toposecuencia, y a manera de ensayo preliminar, se determinó el contenido de los óxidos pedogenéticos, mediante métodos de disolución selectiva en las muestras naturales enteras (sin fraccionar).

Diversos autores [Elgawhary y Lindsay, (1972); Chadwick et al., (1987a); Mitchell, (1964); Jones, (1969); de Villiers, (1971); van Olphen, (1971); Jackson et al., (1986)], llegaron a la conclusión que los aluminosilicatos de los suelos incluyen un amplio espectro de constituyentes, variando según su organización química estructural en un rango continuo, que va desde materiales no cristalinos (estado completamente desordenado), materiales paracristalinos (estados pobremente ordenados), hasta filosilicatos cristalinos, caracterizados por su periodicidad tridimensional en apreciables distancias.

Debido a esta falta de límites netos entre un estado y otro, surge la inexistencia de métodos específicos de disolución que actúen de forma exclusiva para un mineral determinado sin que se afecten otros minerales.

Levy, (1981) afirma que no existe un método directo que determine los aluminosilicatos metaestables solubles en suelos, debido a que no se encuentran bien cristalizados y se presentan como revestimientos mezclados con otras sustancias amorfas.

En este sentido, Besoain (1985) sostiene que la principal limitación que poseen estos métodos de disolución selectiva radica que los silicatos del suelo tienen grados de cristalinidad diversos, y de ahí su susceptibilidad variable a los reactivos alcalinos. Sin embargo, a pesar de esta limitación, ofrecen uno de los pocos caminos para poder evaluar cuantitativamente los componentes no cristalinos del suelo.

Se destaca que el método utilizado, basado en un tratamiento con exceso de álcali concentrado en caliente, es uno de los más conocidos, donde los minerales bien cristalizados son poco afectados por este procedimiento, mientras que los no cristalizados o amorfos se disuelven.

De esta manera, esta técnica disuelve óxidos hidratados no cristalinos, complejos órgano-Al. Además, disuelve efectivamente Al y Si en compuestos amorfos como el alofán, y en pequeña escala filosilicatos de tipo fibroso, de baja cristalinidad.

Previamente a la discusión de los resultados obtenidos se presentan, a continuación, las características más relevantes de los compuestos que conforman los aluminosilicatos de acuerdo a su organización química estructural (no cristalinos y cristalinos).

Los **aluminosilicatos no cristalinos** de interés incluyen óxidos, hidróxidos y compuestos tipo gel que contienen principalmente aluminio, silicio, hierro, manganeso, oxígeno, oxidrilo y agua.

Los términos no cristalino y amorfo son equivalentes, siendo el último el más comúnmente utilizado, si bien de acuerdo con van Olphen (1971) este término es indefinido y está relacionado con las técnicas utilizadas para determinar la estructura.

Estos materiales se forman durante las primeras etapas de los procesos de meteorización, y bajo condiciones de continua alteración, pueden ser transformados en minerales arcillosos cristalinos. De esta manera, los compuestos pobremente cristalinos, así como los óxidos hidratados no cristalinos y los aluminosilicatos reflejan la alteración y la génesis del suelo.

Cabe destacar, que como consecuencia de la observación directa de geles, durante el desarrollo de la disolución selectiva, particularmente en las muestras del interior de la depresión, surgió el interés en caracterizarlos. Estas formaciones evidencian la elevada concentración de sílice y alúmina de las soluciones, que al saturarse origina estos compuestos tipo gel.

Los **geles** se caracterizan por tener estructuras de ordenamiento en rangos cortos (amorfos), debido a ordenaciones a nivel molecular local y no repetitivo, en comparación con las sustancias cristalinas, cuyos átomos se distribuyen regularmente en un plano tridimensional. Según Besoain (1985), dentro de estas organizaciones sencillas, encontramos estructuras: *tetraédricas* como en el caso del gel de sílice u ópalo ( $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ), *octaédricas* como en el gel de alúmina ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) y el gel férrico ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ), o *mixtas* (tetraédricas-octaédricas) como en el caso del gel aluminosilícico, denominado alofán ( $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ).

De acuerdo con van Olphen (1971), los materiales alofanos son miembros de una serie de minerales, los mismos son aluminosilicatos hidratados de tamaño coloidal, de composición química profundamente variable, caracterizados por la presencia de uniones Si-O-Al.

De acuerdo con Schlichting et al. (1995), bajo **óxidos pedogenéticos** o móviles deben entenderse aquí óxidos de Fe, Al y Si (o hidróxidos y oxihidratos) los que sólo aparecen en suelos de aquellos derivados de rocas sedimentarias, pero no en rocas ígneas y metamórficas. A ellos pertenecen la goetita ( $\text{FeOOH}$ ), la boemita ( $\text{AlOOH}$ ), y  $\text{SiO}_2$  amorfa. La cantidad determinada de los elementos mencionados, se transforman a óxidos, debido a que su composición química variable es problemática. Es decir, que el contenido obtenido de sílice, aluminio o hierro, luego de la disolución selectiva, es el resultado de la disolución de óxidos, hidróxidos y oxihidróxidos de dichos elementos, sin que se pueda discernir la cantidad que aporta cada uno de ellos. En el Anexo, pág. 4 se presenta un ejemplo de cálculo de conversión a óxidos para cada elemento.

Concordantemente con Jackson et al. (1986), los óxidos e hidróxidos libres de los suelos incluyen compuestos pobremente cristalinos y no cristalinos de silicio, aluminio, hierro, titanio y manganeso. Particularmente, dentro de los sólidos amorfos, encontramos sustancias criptocristalinas, esto es, que están formadas por cristales demasiado pequeños para ser detectados röntgenográfica o microscópicamente. Esto último se contradice con lo sostenido por Fanning y Fanning (1989) (y con los resultados obtenidos

en este trabajo), quienes afirman que los materiales amorfos, a pesar de ser por definición, amorfos a los análisis de rayos X, poseen suficientes materiales cristalinos presentes, especialmente en mezclas, para causar pequeños y desordenados picos.

Los óxidos libres constituyen principalmente productos de neoformación provenientes de la alteración de sedimentos y suelos, el término “libre” se refiere a que no se encuentran unidos química o estructuralmente a los silicatos (Besoain, 1985). Su importancia es grande debido a que no existe prácticamente un suelo donde no se encuentre, aunque sea en pequeñas concentraciones, algo de óxido.

A continuación se presentan las características más relevantes de los óxidos pedogenéticos, no cristalinos, de mayor importancia en suelos:

### **Óxidos de silicio**

Los óxidos que forma el silicio, de importancia sedimentaria o pedológica, constituyen especies cristalinas (cuarzo), criptocristalinas (cristobalita, tridimita), y no cristalinas (gel de sílice, sílice opalina u ópalo) de acuerdo a su organización química estructural.

Desde el punto de vista de su origen, la sílice opalina puede incluirse en dos categorías: inorgánica y biogénica. Pedológicamente esta última es más importante, debido a que se produce a través de acciones biológicas y puede presentarse en la naturaleza en numerosas formas: microfósiles (fitolitos, espículas, esqueletos, etc.), en rocas sedimentarias terrestres, depósitos marinos, suelos y paleosuelos (Besoain, 1985).

Mitchell (1964), sostiene que la sílice satisface ampliamente el concepto de continuidad, es decir, que hay una transición gradual desde ácido silícico monomérico en la solución del suelo, que por condensación y polimerización origina, eventualmente, hidrogeles, los que por deshidratación y envejecimiento desarrollan una cristalinidad creciente. Esquematizando estas ideas, encontramos:

ácido silícico → hidrosoles → hidrogeles → xerogeles

Lo que implica solubilidad molecular (ácido silícico), coloides homogéneamente dispersos (hidrosoles), geles no rígidos (hidrogeles) y geles rígidos (xerogeles). Se concibe el sistema como un continuum irreversible, de límites confusos, cuyas entidades pueden ser definidas sólo en forma arbitraria.

De acuerdo con Branda (1995), las partículas componentes más pequeñas que forman la estructura de la sílice pueden ser consideradas como polímeros de ácido silícico. La sílica gel es una sílice amorfa altamente porosa, y en consecuencia posee una superficie

específica entre 100-1000 m<sup>2</sup>/g. Además, posee un alto poder higroscópico, por lo que usualmente se utiliza como desecante.

En la solución del suelo los contenidos de sílice son muy variables y se relaciona a factores como pH, tipo de suelo, drenaje, atmósfera del suelo, contenido de sales, etc.

La solubilidad de la sílice disminuye, según aumenta el orden estructural y la densidad de agrupamiento de los tetraedros. Ello significa que la solubilidad aumentará en los minerales silíceos (de importancia en el suelo) según el orden: cuarzo, sílice opalina, sílice amorfa. De esta manera, el gel de sílice se forma sólo cuando las condiciones ambientales favorecen los niveles de sobresaturación de la sílice soluble.

### **Óxidos de aluminio**

Si bien los geles de alúmina amorfa son muy conocidos productos de síntesis, las referencias sobre su presencia en suelos son relativamente escasas (Besoain, 1985).

De manera general, los óxidos amorfos tienden a ser más reactivos que sus homólogos cristalinos y ello proviene principalmente de dos causas: su mayor superficie específica, consecuencia del pequeño tamaño de partículas, y del mayor número de grupos reactivos de tipo (-OH<sub>2</sub>)<sup>+</sup> u (OH)<sup>-</sup> en la superficie por adsorción de iones H<sup>+</sup> u OH<sup>-</sup> (determinantes del potencial) fuertemente dependiente del pH.

En suelos andosoles chilenos, se observó que la presencia de óxidos de Al requiere concurso orgánico: el Al en forma de quelato, fulvato-Al, donde, al aumentar el pH, el Al tendería a liberarse, por disminución de la carga positiva, y a hidroxilarse, precipitando como Al(OH)<sub>3</sub> (Besoain, 1985). Sin embargo, debido a que en condiciones alcalinas existe mayor abundancia de sílice, se facilitaría la formación de minerales aluminosilicatos en lugar de hidróxidos de Al.

En este sentido, Mitchell (1964) asevera que la forma más común de la alúmina amorfa hidroxilada en los suelos es aquella que se encuentra incorporada como “islas” de hidróxido-Al entre las capas de los silicatos expansibles. Finalmente, sugiere que estos iones de Al serían posteriormente hidrolizados, polimerizados y finalmente fijados entre las capas de los minerales expansibles.

### **Óxidos de hierro**

La elevada superficie específica de los óxidos de Fe, su naturaleza y el hecho que, en muchos casos se dispongan como cubiertas en torno a las partículas, implica que muchas propiedades de superficie de los suelos, sean dependientes de los óxidos de Fe.

A diferencia del aluminio, sólo una pequeña parte del hierro se incorpora a la estructura de los filosilicatos, particularmente en los minerales 2:1 o se compleja con la MO. Principalmente, el hierro es dependiente de fenómenos de óxido-reducción, quelación, etc., determinando así, la posibilidad de tornarse móvil o de permanecer más o menos estático acumulándose en los suelos. La influencia de las reacciones señaladas hace que la posición de los óxidos en una secuencia de meteorización, sea difícil de precisar (Besoain, 1985).

Un aspecto importante de los óxidos de hierro (aplicable a los oxihidróxidos e hidróxidos de Al) es que tienen comportamiento anfotérico y contribuyen considerablemente a la capacidad tampón de los suelos ricos en ellos.

Se considera que, al igual que los óxidos de silicio y aluminio, los óxidos de hierro son, ya sea residuos del material parental o productos pedogenéticos de minerales primarios férricos. Los mecanismos para su movilización y depósito pueden ser físicos y/o químicos e implican abrasión, disgregación, solución, quelación y reducción (Mitchell, 1964).

La precipitación e inmovilización del hierro se produce cuando la estructura hierro-complejante (o quelante) se destruye. Tal destrucción puede producirse por: cambio del pH, del Eh, de los iones en solución, por oxidación del medio que destruye el “protector”, por cambio del  $Fe^{2+}$  a  $Fe^{3+}$ .

Los **filosilicatos cristalinos**, también denominados silicatos laminares, son definidos como láminas tetraédricas bidimensionales continuas de composición  $T_2O_5$  (T= Si, Al, ...). En suelos y sedimentos, los filosilicatos de interés incluyen los tipos laminares dimórficos (caolinita, haloisita) y los trimórficos (esmectita, vermiculita, illita).

A continuación, en la tabla N° 11, se presentan además de los óxidos pedogenéticos de silicio, aluminio y hierro determinados en las muestras sin fraccionar, distintas relaciones realizadas entre dichos compuestos. Estas relaciones se encuentran con mucha frecuencia en las referencias específicas, vinculadas con el tópico que aquí se estudia (alteración química mineral) [Bhargava et al., (1981); Gutiérrez Castoreña et al., (2005); Glenn et al., (1960); Shoji y Saigusa, (1977); Blank y Fosberg, (1991); de Villiers, (1971); Chadwick et al., (1987a); Kovda, (1965); Heakal y Herbillon, (1976); Egli et al., (2001); Langston y Jenne, (1964); Delvaux et al., (1989)].

La totalidad de los datos de origen de estas variables, se presentan en el Anexo, página 7.

**Tabla N° 11:** concentraciones medias de SiO<sub>2</sub> (%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%) y sus relaciones en muestras enteras, en los distintos ambientes geoquímicos que conforman la toposecuencia.

Variable	Sitios			
	Zonal n=3	Borde n=2	Centro (0-2) n=6	Centro (2-10) n=6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	0,53 b*	0,46 ab	0,47 ab	0,45 a
SiO <sub>2</sub> (%)	2,58 a <sup>(1)</sup>	1,96 a	2,35 a	2,91 a
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	0,031 b	0,028 b	0,018 a	0,025 b
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,93 a <sup>(2)</sup>	4,52 a	5,04 a	6,45 a
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub> +Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18	0,18	0,17	0,14

\*: medias en fila seguidas de distinta letra difieren por el test de Bonferroni con p<0.05.

(1): pA> 0.09, (2): pA< 0.04.

En la tabla precedente, se observa que el contenido porcentual de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, pareciera presentar una leve disminución (tendencia negativa) hacia el centro de la depresión, si bien con el test de Bonferroni, sólo se encuentran diferencias significativas entre los ambientes geoquímicos de los suelos subsuperficiales dentro de la depresión (2-10 cm) y los suelos zonales (p<0.05).

El contenido porcentual de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> presenta la misma tendencia que en el caso anterior, observándose las menores concentraciones en el ambiente geoquímico correspondiente a la costra salina (0-2 cm) con respecto a los restantes ambientes (conformados por los suelos zonales, de borde y subsuperficiales dentro de la depresión), (p<0.05).

Sin embargo, el contenido porcentual de SiO<sub>2</sub> en las muestras enteras pareciera no presentar ninguna tendencia clara, y no se encontraron diferencias significativas entre los diferentes ambientes geoquímicos (pA>0.09).

En cuanto a la relación molar obtenida a partir de los óxidos pedogenéticos de silicio y aluminio (SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), a pesar de rechazar la hipótesis de igualdad de medias a partir del ANOVA (pA<0.04), no se encontraron diferencias significativas con el test de Bonferroni en los diferentes ambientes geoquímicos que conforman la toposecuencia.

La relación Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>+Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> está estrechamente relacionada con el tipo de ordenamiento a nivel molecular que posee el Al, dentro de los geles aluminosilícicos (alofán).

En alofanos sintéticos la relación Si:Al es de 1: 1.72, donde el aluminio se presenta en coordinación tetraédrica (4) en una matriz silícica, siempre y cuando la relación

$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3$  permanezca debajo de un 30-40 %. Un incremento en esta relación, determina que el exceso de Al adquiriera coordinación octaédrica (6), debido a que el efecto protector de los tetraedros de sílice sobre el Al rige hasta ese límite máximo, al superarlo no hay suficientes tetraedros de Si para proteger los tetraedros de alúmina (Besoain E., 1985).

De acuerdo con el autor, la coordinación del aluminio en los geles silíceo-alumínico es esencial, debido a que estos geles se comportan como intercambiadores de iones y además que la carga eléctrica negativa es dependiente de la cantidad relativa de alúmina ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3$ ). La variación de la CIC en función de esta relación pasa por un máximo para un valor de la abcisa de 0,3. La alúmina puede tomar coordinación 4 en los tetraedros, siendo este el origen de la carga negativa, la sustitución de Si por Al en los tetraedros es limitada, ya que todo tetraedro de Al debe estar rodeado por cuatro tetraedros de Si. Cuando sobrepasa el valor de 0.3 en la relación  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3$ , todas las posiciones disponibles para el aluminio en el gel están ocupadas, haciéndose posible la coordinación octaédrica.

De la tabla precedente, se destaca que la cantidad relativa de alúmina calculada en los geles aluminosilíceos, pertenecientes a las muestras sin fraccionar de los ambientes geoquímicos que conforman la toposecuencia, no supera el 18 %. Esto indica que el Al presente en los mencionados geles se encuentra en estado de coordinación tetraédrica.

Al analizar estos resultados en las muestras enteras (sin fraccionar), donde se encuentran algunas diferencias y otras “no diferencias” pero donde el test de Anova no es categórico (pA no supera el 25 %), se pensó en la posibilidad de que una fracción podría estar fuertemente afectada por alteración, y aún así, este efecto quedaría enmascarado por las otras fracciones menos influidas por dicho proceso. Es decir que surgió la necesidad de investigar cuales son las fracciones minerales más influidas por la alteración en cada ambiente geoquímico.

De esta manera, se determinaron los óxidos pedogenéticos de silicio y aluminio en las fracciones de arcilla y limo, dichos resultados se presentan en la tabla N° 13. Cabe señalar, que en esta ocasión no se determinó la concentración de hierro, debido no sólo a las pequeñas concentraciones encontradas, sino además porque la técnica utilizada es más adecuada para la determinación de los óxidos pedogenéticos de silicio y aluminio, siendo éstos de mayor importancia por ser los constituyentes básicos de los aluminosilicatos.

La totalidad de los datos de origen de esta variable, se exhiben en el Anexo páginas 8 y 9.

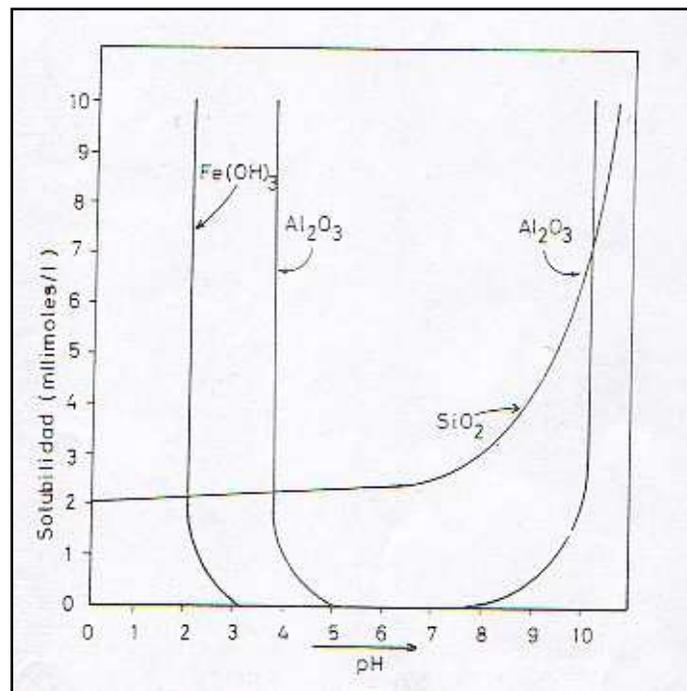
### Solubilidad de la sílice

Antes de proceder con la discusión de estos resultados, se considera conveniente abrir un pequeño paréntesis, con la finalidad de introducir el concepto de residualidad, que se encuentra estrechamente relacionado con la solubilidad de la sílice y alúmina en función del pH.

El pH ambiental es el resultado de la acción de varios factores concomitantes, entre los cuales están la hidratación, hidrólisis y la capacidad de reemplazo de cationes por  $H^+$  en el mineral. Su acción dependerá de factores como la composición y la estructura del material parental, la velocidad de eliminación de bases por lavado, la naturaleza de los productos residuales y la capacidad de éstos para intercambiar bases. En tal sentido, el pH no puede ser considerado una variable independiente.

En la figura N° 7, puede observarse el comportamiento de compuestos artificiales, de  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  y  $Fe_2O_3$  en función del pH, en condiciones ideales de laboratorio.

**Figura N° 7:** solubilidad del gel de sílice, alúmina e hidróxido de hierro en función del pH. (Figura tomada de Besoain 1985, pp 761)



En la figura precedente, se observa que a pH 8 la solubilidad de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  es muy reducida, pero la solubilidad del  $\text{SiO}_2$  se reduce solamente a un cuarto de la que tiene a pH 10.

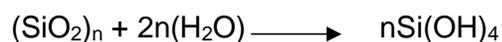
A pH 8, el  $\text{Al}_2\text{O}_3$  hidratado precipitará (como gibbsita, bohemita), mientras que gran parte o todo el  $\text{SiO}_2$  permanece en solución y puede ser eliminado del medio.

Contrariamente a lo que pudiera suponerse, pese a la simplicidad de la fórmula química del cuarzo, y en general de todas las formas de sílice, la meteorización de estos minerales es muy compleja. La estructura no es adecuada para determinar fenómenos de hidrólisis u oxidación definidos, por lo que la disolución es fundamental, de hecho, el cuarzo desaparece muy lentamente y persiste en el suelo en la mayoría de los casos.

Opuestamente a los otros silicatos, el cuarzo no se altera para originar nuevas fases cristalinas, sino que por **lixiviación**, lentamente va pasando a la solución y luego al reaccionar con otros productos se originan otros silicatos. Aunque la solubilidad de la sílice amorfa no es un factor limitante en la lixiviación del cuarzo, puede regular la naturaleza del mineral arcilloso que se forme a sus expensas.

La solubilidad de las distintas formas de sílice depende principalmente del pH, temperatura, tamaño de partículas, pulimiento de la superficie de los gránulos, etc.. Por efecto de la temperatura la solubilidad de la sílice se duplica entre 0 y 90 °C, mientras que por efecto del pH la solubilidad varía poco en el rango entre 2-9, pero aumenta bruscamente en medios más alcalinos.

De acuerdo con Iler (1955), la disolución de la sílice sólida en agua, implica simultáneamente hidratación y despolimerización:



Cuando la sílice pasa a la solución debe haber una reacción química entre la superficie de la fase sólida y el agua, lo que determina que la superficie de la partícula de sílice se hidrata así, a medida que cada átomo de silicio con los átomos de oxígeno que le rodean se separa de la superficie, forma ácido monosilícico soluble mediante una reacción posterior con agua.

Esta reacción de disolución es catalizada por bases y sales. Hay evidencias que muestran que el cloruro de sodio, y especialmente sales alcalinas tales como carbonatos, aceleran mucho la formación de sílice soluble (a partir de sílice coloidal, mientras que sales ácidas retardan la reacción).

De esta manera, la solubilidad de la sílice (cristalina o amorfa) sólo es dependiente de valores de pH superiores a 9, donde ocurre una rápida solubilidad debido a la ionización del ácido monosilícico:



Elgawhary et al. (1972) sostienen que solo el ácido silícico, contribuye significativamente al total de silicio soluble en ambientes con valores de pH menores a 8, mientras que para valores superiores de pH, como los observados dentro de la depresión, se hacen presentes varias especies iónicas.

Chadwick et al. (1987a), sostienen que la concentración de sílice en la solución del suelo es controlada por un balance dinámico entre: neoformación de minerales de arcilla, absorción por las plantas, adsorción, precipitación y deshidratación.

Concordantemente con este autor, los contenidos de sílice en la solución están controlados primordialmente por un balance entre deshidratación, que aumenta la concentración de sílice, y adsorción o precipitación, que la disminuyen.

En este sentido, Saito y Shoji (1984) señalan que las propiedades de adsorción y disolución de la sílice, poseen una relación directa con la mineralogía de arcillas, y son muy útiles para caracterizar las condiciones del suelo en relación con la formación de minerales arcillosos no cristalinos.

De lo expuesto, se deduce que los minerales presentes en las muestras del interior de la depresión, inmersos en un ambiente geoquímico fuertemente alcalino, se encuentran dentro del rango de pH donde la solubilidad de la sílice se ve fuertemente incrementada (pH>9). Por lo que es lícito suponer que bajo condiciones naturales (de campo), los mayores desplazamientos de sílice hacia la solución del suelo tendrán lugar en las muestras del interior de la depresión respecto a las restantes.

Con la finalidad de verificar estas suposiciones de determinó la concentración de sílice disuelta, mediante un Espectrómetro de Emisión Atómica por Plasma Inducido, en el extracto de saturación de dos muestras (n=2) correspondientes a los ambientes de borde y del interior de la depresión (costra salina y muestras subsuperficiales). Estos resultados se presentan en la tabla N° 12.

Los datos de origen de esta variable, se exhiben en el Anexo página 4.

**Tabla N° 12:** valores medios del porcentaje de saturación (PS), y de la sílice soluble (en ppm y %) obtenidos en el extracto de saturación.

Variable	Sitios		
	Borde n=2	Centro(0-2) n=2	Centro(2-10) n=2
pH	7,8	9,9	9,4
PS (%)	46,9	51,2	49,0
Si (ppm)	19,4	73,8	49,5
SiO <sub>2</sub> (%)	0,41 a*	1,58 b	1,06 ab

\*: medias en fila seguidas de distinta letra difieren por el test de Bonferroni con  $p < 0.01$

En la tabla precedente, se observa que bajo condiciones naturales, la solubilidad de la sílice se ve fuertemente incrementada a medida que el ambiente es más alcalino, encontrando diferencias altamente significativas entre las muestras de borde y de la costra salina ( $p < 0.01$ ).

Los resultados obtenidos en el extracto de saturación de la costra salina, confirman mayores desplazamientos de sílice disuelta bajo las condiciones más drásticas, indicando que en este ambiente geoquímico tuvo lugar la mayor alteración mineral.

Al realizar los lavados con AD para obtener suspensiones más estables con la finalidad de separar las fracciones por sedimentación, se observó que con las sales solubles, también fue eliminada la sílice disuelta junto a otros compuestos orgánicos en estado coloidal. Estas observaciones concuerdan con las efectuadas por Kovda (1965), quien determina como característica constante en las soluciones y en los extractos de suelos alcalinos, la presencia de sustancias orgánicas disueltas (humatos alcalinos), que le dan un color pardo oscuro característico, como así también la presencia de elevadas concentraciones de sílice disuelta (con valores que varían entre 60-100 ppm de SiO<sub>2</sub>), carbonatos y bicarbonatos alcalinos.

De acuerdo con Besoain (1985), el ácido ortosilícico a pH 7 prácticamente no se disocia. Su solubilidad en agua es muy baja, siendo su **concentración de saturación** a 25 °C en equilibrio con el gel de sílice, **de 56-66 mg/L.**

Asimismo, las concentraciones observadas en la tabla N° 12, nos proporcionan valores mínimos<sup>1</sup> de sílice soluble perdida durante el lavado de sales en las muestras de suelo,

<sup>1</sup> Mínimos: porque durante el lavado de sales la dilución es mucho mayor que en el punto de saturación del suelo (pasta saturada).

además habría que considerar, lo que se pierde del sistema por las napas freáticas durante los períodos de recarga.

Consecuentemente, si consideramos las pérdidas de sílice (como vía de salida) del sistema, surge el concepto de residualidad otorgado a los contenidos de materiales amorfos obtenidos en las fracciones minerales. Es decir, bajo condiciones naturales en los ambientes geoquímicos donde se supera el pH de 9, se produce la mayor liberación de sílice y alúmina hacia la solución del suelo, de esta manera los materiales amorfos solubilizados son eliminados del medio.

Este concepto permite comprender los menores contenidos de los óxidos pedogenéticos obtenidos, por medio de la disolución selectiva, en los ambientes geoquímicos más agresivos en cuanto a las condiciones que favorecen la alteración química.

Si observamos la tabla N° 13, se destaca que en los sedimentos de la costra salina los contenidos de **sílice y alúmina amorfa residual** son claramente inferiores a los obtenidos en los suelos zonales y de borde, principalmente en la fracciones más finas.

**Tabla Nº 13:** concentraciones medias de sílice y alúmina amorfa residual (%) y sus relaciones molares en las fracciones de arcilla y limo, pertenecientes a los distintos ambientes geoquímicos que conforman la toposecuencia.

Variable	Fracción	Sitios			
		Zonal n=3	Borde n=2	Centro(0-2) n=6	Centro(2-10) n=6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	< 2 μ	0,79 b*	0,63 b	0,43 a	0,41 a
	2-6 μ	0,66 b	0,51 a	0,47 a	0,41 a
	6-20 μ	0,41 <sup>(1)</sup>	0,40	0,42	0,38
	20-50 μ	0,48 <sup>(2)</sup>	0,39	0,47	0,49
SiO <sub>2</sub> (%)	< 2 μ	3,14 b*	4,40 c	2,09 a	2,47 a
	2-6 μ	6,49 bc	8,94 c	3,82 a	5,94 b
	6-20 μ	12,50 b	13,82 b	6,52 a	10,89 b
	20-50 μ	3,91 <sup>(3)</sup>	4,22	3,84	4,56
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	< 2 μ	4,05 a	7,32 c	4,84 ab	6,10 cb
	2-6 μ	10,25 ab	17,69 b	8,32 a	14,97 b
	6-20 μ	30,69 b*	34,52 b	15,43 a	29,39 b
	20-50 μ	8,17 <sup>(4)</sup>	10,88	8,13	9,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / SiO <sub>2</sub> +Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	< 2 μ	0,20	0,13	0,17	0,14
	2-6 μ	0,10	0,05	0,11	0,06
	6-20 μ	0,03	0,03	0,06	0,03
	20-50 μ	0,11	0,08	0,11	0,10

\*: medias en fila seguidas de distinta letra difieren por el test de Bonferroni con p <0.05

\*: medias en fila seguidas de distinta letra difieren por el test de Bonferroni con p <0.01

(1): pA > 0,13; (2): pA > 0,25; (3): pA > 0,09; (4): pA > 0,09.

En la tabla precedente, se observa que el contenido de alúmina amorfa residual en las fracciones más finas, presenta una disminución hacia el centro de la depresión, donde se encuentran las condiciones más drásticas de alteración producidas por el ambiente geoquímico y su accionar, coincidiendo con las observaciones ya descritas en las muestras enteras.

De esta manera, la fracción arcilla se destaca por presentar menores contenidos de alúmina amorfa residual en los suelos del interior de la depresión (costra salina y subsuperficie) respecto a los suelos de borde y zonales (p<0.05).

Asimismo, en la fracción limo fino sólo se encuentran diferencias en el contenido de alúmina libre en los suelos zonales con respecto a los demás ambientes geoquímicos (costra salina, subsuperficie y borde) (p<0.05).

En la fracción limo grueso no se encontraron diferencias significativas en el contenido de alúmina amorfa residual a lo largo de la toposecuencia considerada (p>0.25).

De manera general, se destaca que los contenidos medios de sílice amorfa residual en los sedimentos de la costra salina, son claramente inferiores a los obtenidos en los suelos zonales y de borde, mientras que en las muestras subsuperficiales las disminuciones en dichos contenidos son menos marcadas y detectables solamente en la fracción arcilla.

En la fracción arcilla, se encontraron diferencias altamente significativas en el contenido de sílice amorfa residual, en las muestras del interior de la depresión respecto a los suelos no alcalinos ni salinos (zonales y de borde), además se diferencian estos últimos entre sí ( $p < 0.01$ ).

En cuanto a las fracciones limo fino y limo medio, se observan disminuciones significativas en el contenido de sílice amorfa residual en la costra salina (0-2 cm) respecto a los restantes ambientes geoquímicos (zonales, de borde y subsuperficiales) ( $p < 0.05$ ).

Se hace evidente que bajo las condiciones más drásticas de alteración (costra salina) en las fracciones arcilla, limo fino y limo medio, se ha producido una mayor liberación de Si de la estructura de los minerales. Estos resultados se condicen con las observaciones de Sharma y Jha (1989), que obtienen mayores contenidos de sílice amorfa libre en suelos normales con respecto a suelos adyacentes alcalinos y afectados por sales.

En referencia a la diferenciación que presentan las muestras del interior de la depresión, de acuerdo con Kendrick y Graham (2004), la mayor pérdida de sílice en superficie (costra salina), es debido no sólo a las condiciones más intensas de meteorización, sino también debido al efecto de repetidos ciclos de humedecimiento y secado.

De acuerdo a los resultados precedentes, se aprecia que el contenido de sílice amorfa residual, permite establecer una secuencia de meteorización química que va desde los sitios más afectados por este proceso, como son las muestras del interior de la depresión (0-2 y 2-10 cm), pasando por los suelos zonales (planos estabilizados, que presentan un grado intermedio de alteración), hasta llegar a los sitios menos afectados que se corresponden con los suelos de borde de la depresión.

Es decir, como consecuencia del accionar de los ambientes geoquímicos que conforman la toposecuencia, se establece una secuencia de alteración (de mayor a menor): interior de la depresión >> zonales >> bordes.

De acuerdo con Szabolcs y Darab (1958), citado en Bhargava et al. (1981), consideran la relación  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , extraída en KOH (5 %), como criterio de la degradación observada en suelos alcalinos húngaros, y adoptan un valor mayor de dos como límite crítico de los procesos de alteración. En el presente estudio, si bien no se considera el valor específico de  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  como índice de alteración alcalina (que habría que definir para nuestros suelos), sí se tiene en cuenta la tendencia de variación de la relación molar a lo largo de la toposecuencia como una variable de utilidad en la identificación de los ambientes o zonas de alteración.

Continuando con la discusión de la tabla N° 13, se destaca de manera general, que en todas las fracciones se observan los menores contenidos de la relación  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  en las muestras correspondientes a los suelos zonales y a la costra salina.

Particularmente, en la fracción arcilla se obtuvieron diferencias significativas en la relación  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  entre los suelos de borde con respecto a los suelos zonales y la costra salina, asimismo, los suelos zonales se diferencian significativamente respecto de las muestras subsuperficiales del interior de la depresión ( $p < 0.05$ ). En la fracción limo fino, se observan diferencias significativas entre la costra salina y los suelos de borde y subsuperficiales (2-10 cm) ( $p < 0.05$ ).

Por último, en la fracción limo medio se encontraron diferencias altamente significativas en la mencionada relación molar, entre la costra salina respecto a los restantes ambientes (zonales, de borde y subsuperficiales) ( $p < 0.01$ ).

La relación molar  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  de los componentes amorfos presenta un aumento relativo de sílice con respecto a alúmina, a medida que aumenta el tamaño de partículas y la profundidad. Estas observaciones concuerdan con las obtenidas por Glenn et al. (1960).

Las observaciones precedentes concuerdan con las obtenidas en ambientes semejantes por Bhargava et al. (1981) y Jha & Sharma (1989), quienes determinaron en medios naturales elevadas concentraciones de sílice y alúmina amorfa, y sus relaciones molares, con máximos contenidos generalmente en los horizontes superficiales en concordancia con elevados valores de PSI bajo condiciones alcalinas, como consecuencia de la degradación de aluminosilicatos, particularmente minerales de arcilla.

En referencia a la cantidad relativa de alúmina ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3$ ) calculada en los geles aluminosilícicos, se aprecia que esta relación no supera el 20 %, ni en la fracción arcilla, ni en los limos, correspondientes a los cuatro ambientes geoquímicos que

conforman la toposecuencia. Esto indica que el Al presente en los mencionados geles se encuentra en estado de coordinación tetraédrica.

En este sentido, de acuerdo con Besoain (1985), el comportamiento fisicoquímico del alofán, su capacidad para desarrollar cargas negativas con el incremento del pH, y su origen esencialmente a partir de vidrios volcánicos determina, que al menos parcialmente, posee un estado de coordinación tetraédrica.

De acuerdo con Langston y Jenne (1964), una rápida disolución de sílice o alúmina de una muestra en medio alcalino, no necesariamente indica la presencia de alofán. De aquí surge la necesidad de utilizar otras metodologías con la finalidad de complementar dichos resultados.

A continuación, en la tabla N° 14, se presenta la reactividad media de alúmina y sílice, calculada en las fracciones más finas (arcilla y limo), expresada en porcentaje por metro cuadrado, obtenida a partir de la relación entre los contenidos medios de los óxidos pedogenéticos de silicio y aluminio, y la superficie específica de adsorción.

En la misma, se observa que la reactividad media de los materiales disminuye en las fracciones más finas, a medida que las condiciones del medio son más agresivas y por ende actúan más drásticamente los procesos de alteración. A su vez dentro de un mismo sitio, el grado de meteorización disminuye a medida que aumenta el tamaño de las partículas, por ofrecer una menor superficie reactiva.

Esto último, queda reflejado en las menores diferencias estadísticas encontradas, a partir del test de Bonferroni, al aumentar el tamaño de las partículas.

**Tabla Nº 14:** reactividad media de alúmina y sílice en las fracciones de arcilla y limo, en los distintos ambientes geoquímicos que conforman la toposecuencia.

Variable	Fracción	Sitios			
		Zonal n=3	Borde n=2	Centro(0-2) n=6	Centro(2-10) n=6
$Al_2O_3/S$ (%/m <sup>2</sup> ) (x 10 <sup>-3</sup> )	< 2 μ	1,8 b*	1,5 b	0,8 a	0,8 a
	2-6 μ	2,1 b*	2,1 ab	1,5 a	2,0 ab
	6-20 μ	2,0 a	2,8 ab	3,2 b	2,9 ab
	20-50 μ	3,7 a <sup>(1)</sup>	5,1 a	8,3 a	7,4 a
$SiO_2/S$ (%/m <sup>2</sup> ) (x 10 <sup>-3</sup> )	< 2 μ	7,1 b*	11,0 c	4,0 a	5,0 ab
	2-6 μ	20,6 ab*	36,8 b	13,1 a	28,7 b
	6-20 μ	62,6 a <sup>(2)</sup>	101,2 a	49,1 a	84,6 a
	20-50 μ	30,4 a	55,1 ab	66,0 b	68,6 b

\*: medias en fila seguidas de distinta letra difieren por el test de Bonferroni con  $p < 0.05$

\*: medias en fila seguidas de distinta letra difieren por el test de Bonferroni con  $p < 0.01$

(1):  $pA > 0,08$ ; (2):  $pA < 0,03$ .

En la tabla precedente, se aprecia en la fracción arcilla una marcada disminución en los valores de la reactividad media de alúmina en los sedimentos dentro de la depresión (0-2 y 2-10 cm) con respecto a los suelos no salinos, ni alcalinos circundantes ( $p < 0.01$ ), mientras que en la fracción limo fino para dicha variable, sólo se encontraron diferencias significativas entre la costra salina y los suelos zonales ( $p < 0.05$ ).

Inversamente, en las fracciones limo medio y grueso se observa un aumento en la reactividad media de alúmina hacia el centro de la depresión, encontrándose diferencias significativas sólo entre la costra salina y los suelos zonales en la primera fracción mencionada ( $p < 0.05$ ).

La reactividad media de sílice presenta una acentuada disminución en sus valores hacia el centro de la depresión, encontrándose en la fracción arcilla diferencias altamente significativas entre las muestras de la costra salina, los suelos zonales y los de borde ( $p < 0.01$ ), mientras que en la fracción limo fino se diferencia la costra salina de las muestras subsuperficiales y las correspondientes a los suelos de borde ( $p < 0.01$ ).

Análogamente, en las fracciones más gruesas (limo medio y grueso) se observa un aumento en la reactividad media de sílice dentro de la depresión, encontrando en la mayor fracción diferencias significativas entre los suelos zonales y los suelos del interior de la cubeta ( $p < 0.05$ ).

A continuación, en la tabla N° 15 se presenta una matriz de correlación multivariada, obtenida entre la sílice y alúmina amorfa residual (%) de la fracción arcilla y algunos parámetros edáficos seleccionados para reflejar el ambiente geoquímico de los sitios de muestreo. La totalidad de las correlaciones y regresiones simples realizadas, se presentan en el Anexo, página 10.

**Tabla N° 15:** matriz de correlación entre la sílice y alúmina amorfa residual y algunos de los parámetros edáficos determinados.

SiO <sub>2</sub> (%)arc	1.00							
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)arc	0,70	1.00						
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	-0,51	1.00					
CE	-0,65	-0,31	-0,33	1.00				
Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	-0,55	-0,24	-0,36	0,95	1.00			
NaHCO <sub>3</sub>	-0,62	-0,28	-0,35	0,99	0,95	1.00		
pH H <sub>2</sub> O	-0,83	-0,50	5E-02	0,58	0,46	0,55	1.00	
pH KCl	-0,85	-0,56	7E-02	0,71	0,58	0,68	0,98	1.00
	SiO <sub>2</sub> (%)arc	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)arc	SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CE	H <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	pH H <sub>2</sub> O	pH KCl

\*: Valores de correlación mayores a 0,48 o 0,61 son significativos con  $p < 0.05$  y  $p < 0.001$  respectivamente

En la tabla precedente, se aprecia que el contenido porcentual de sílice amorfa residual obtenido en la fracción arcilla, ha presentado correlaciones altamente significativas (en amarillo) con la mayoría de aquellas variables que tienen directa relación con las condiciones de alteración de los ambientes geoquímicos.

Sin embargo de todos los parámetros considerados, el contenido porcentual de alúmina amorfa residual, obtenido en la fracción arcilla, ha presentado correlaciones significativas (en turquesa) sólo con los valores de pH en agua y en cloruro de potasio (KCl).

De esta manera, modelos potenciales entre la sílice amorfa residual (de la fracción arcilla) y la CE podrían explicar hasta un 74 % de la variabilidad del primero. Un modelo similar con carbonatos (Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) presenta un coeficiente de determinación del 76 %, mientras que con bicarbonatos este coeficiente es del 68 %.

Además, modelos potenciales entre la sílice amorfa residual (de la fracción arcilla) y pH en agua y KCl podrían explicar hasta un 67 % y 63 % de la variabilidad del primero respectivamente.

Por su parte, modelos potenciales entre la alúmina amorfa residual, obtenida en la fracción arcilla, y el pH tanto en agua, como en KCl podrían explicar acerca de la variabilidad del primero hasta un 75 % y 78 % respectivamente.

Por lo anteriormente mencionado, se sostiene que el contenido de sílice amorfa residual, es más sensible que el contenido de alúmina amorfa residual, obtenidos en la fracción arcilla. Y por lo tanto, es la variable que mejor se correlaciona con los parámetros edáficos seleccionados para reflejar la mayor o menor agresividad en cuanto a las condiciones de alteración que presentan los ambientes geoquímicos que conforman la toposecuencia.

### Fósforo soluble

A continuación, en la tabla N° 16, se presenta el contenido medio de fósforo inorgánico soluble, obtenido por diferencia entre las muestras naturales y las muestras lavadas, pertenecientes a los ambientes geoquímicos considerados en Calderón. Los datos de origen de esta variable se presentan en el Anexo, página 13.

Cabe destacar, que estas determinaciones se realizaron con la finalidad de ratificar uno de los resultados obtenidos luego de completar los análisis mineralógicos, acerca de cuál es la especie clástica más afectada por los procesos de alteración química. Debido a que el fósforo es uno de los elementos que constituyen a la mencionada especie clástica (con contenidos de alrededor del 10 %).

Es decir, bajo los ambientes geoquímicos que presentan las condiciones más agresivas, y como consecuencia directa de los mecanismos de alteración química, esta especie lítica progresivamente va liberando hacia la solución del medio sus constituyentes elementales, siendo el fósforo uno de ellos.

Por la estrecha relación mencionada con los análisis mineralógicos, estos resultados oportunamente se retomarán y discutirán con mayor detalle.

**Tabla N° 16:** contenido medio de fósforo inorgánico soluble (ppm) en los ambientes geoquímicos que conforman la transecta en Calderón.

Variable	Sitios			
	Zonal n=3	Borde n=2	Centro(0-2) n=6	Centro(2-10) n=6
<b>P mtas. nat. (ppm)</b>	9 *a	8 a	78 b	36 a
<b>P mtas. lav. (ppm)</b>	9 <sup>(1)</sup>	9	21	19
<b>P soluble (ppm)</b>	0 *a	-1 a	57 b	17 a

\*: medias en fila seguidas de distinta letra difieren por el test de Bonferroni con  $p < 0.05$ .

\*: medias en fila seguidas de distinta letra difieren por el test de Bonferroni con  $p < 0.01$ .

(1):  $pA > 0,02$ .

De manera general, se aprecia que el contenido medio de fósforo inorgánico presente tanto en las muestras naturales, como en las muestras lavadas con AD, aumenta hacia el centro de la depresión, encontrando los máximos valores en la costra salina.

Sin embargo, sólo se encontraron diferencias significativas en el contenido medio de P en las muestras naturales, observando los mayores contenidos en la costra salina respecto de los restantes ambientes geoquímicos ( $p < 0.05$ ).

De acuerdo con Mitchell et al. (1964), los óxidos hidratados, liberados por alteración, pueden retener fosfatos a pesar del lavado y dependiendo de la composición del óxido pueden quedar fijados. Además sostiene que los óxidos de hierro y aluminio, en sus formas amorfas, retienen cantidades apreciables de fosfatos, pero que esta habilidad disminuye con la edad (envejecimiento) y al cristalizar, debido a que la cristalización conlleva a una reducción de la superficie.

No obstante, se observa que el contenido medio de P soluble, obtenido por diferencia entre las muestras naturales y lavadas, presenta los mayores valores en los ambientes geoquímicos del interior de la depresión. Encontrando diferencias altamente significativas en la costra salina, respecto de los restantes ambientes considerados ( $p < 0.01$ ).

De esta manera, se observa una relación directa entre el nivel de salinidad y el contenido de P soluble, de forma tal que en los ambientes geoquímicos que poseen una mayor concentración salina, el P soluble presenta también contenidos máximos.

### **Componentes orgánicos**

A continuación en la tabla N° 17, se presentan los contenidos porcentuales medios de carbono y nitrógeno orgánico, como así también la relación C/N, obtenidos en las muestras enteras pertenecientes a los ambientes geoquímicos que conforman la transecta en Calderón. Los datos de origen de estas variables se presentan en el Anexo, página 11.

Cabe destacar, que el contenido de carbono orgánico se determinó por duplicado en los dos métodos utilizados (Walkley-Black y por determinación colorimétrica de los iones  $\text{Cr}^{3+}$  formados). Debido a que los métodos mencionados, presentan una correlación altamente significativa ( $R^2 = 0,96$ ), los datos obtenidos se tomaron como réplicas ( $n=4$ ). Estos análisis estadísticos se presentan en el Anexo, página 12.

**Tabla Nº 17:** contenidos medios porcentuales de CO, NO, y relación C/N obtenidos en las muestras enteras, pertenecientes a los ambientes geoquímicos considerados en Calderón.

Variable	Sitios			
	Zonal n=3	Borde n=2	Centro(0-2) n=6	Centro(2-10) n=6
<b>C orgánico (%)</b>	1,67 *c	1,12 abc	1,06 b	0,53 a
<b>N orgánico (%)</b>	0,13 *b	0,09 ab	0,09 ab	0,05 a
<b>C/N</b>	12,5 <sup>(1)</sup>	12,1	13,0	10,9

\*: medias en fila seguidas de distinta letra difieren por el test de Bonferroni con  $p < 0.05$ .

\*: medias en fila seguidas de distinta letra difieren por el test de Bonferroni con  $p < 0.01$ .

(1):  $pA > 0,32$ .

En la tabla precedente, de manera general se observa que los contenidos porcentuales medios de C y N orgánico, disminuyen a lo largo de la transecta, desde los planos normales (suelos zonales), hacia el interior de la depresión.

De acuerdo con el análisis estadístico realizado, el contenido porcentual medio de C orgánico presenta los menores valores en las muestras subsuperficiales del interior de la depresión, diferenciándose significativamente tanto de la costra salina, como de los suelos zonales. También se encontraron diferencias significativas entre éstos dos últimos ambientes geoquímicos mencionados ( $p < 0.05$ ).

El agua actúa como ácido en un medio alcalino, consecuentemente, la velocidad de las reacciones catalizadas por los protones del agua aumentan con el incremento del pH del medio. Esto permite explicar no sólo el aumento de la mineralización de la MO con el incremento del pH, sino también los bajos niveles de MO encontrados en suelos alcalinos respecto de suelos neutros y ácidos (Laura, 1976).

De esta manera, de acuerdo con Martínez et al. (2002), las sales sódicas poseen un más marcado efecto sobre la pérdida de MO respecto de las sales potásicas.

Además, bajo ciertas condiciones la materia orgánica posee un efecto negativo sobre la estabilización de agregados, pudiendo incrementar la dispersión de las partículas cuando se encuentra presente en pequeñas cantidades en suelos con elevada RAS. Este efecto dispersivo de la MO se debe al aumento de las cargas superficiales negativas de los complejos órgano-minerales [Churchman et al, (1993); Martínez et al. (2002)].

En referencia al contenido medio de N orgánico (%), se encontraron los menores valores en las muestras subsuperficiales, presentando diferencias altamente significativas respecto de los suelos zonales ( $p < 0.01$ ).

Estas observaciones coinciden con las realizadas por Laura (1973), donde los contenidos de carbono y nitrógeno disminuyen con el aumento de la profundidad y la alcalinidad. De esta manera, los suelos normales poseen mayores contenidos de carbono y nitrógeno, respecto de los suelos salinos sódicos y sódicos.

Marlet et al. (1998), sostienen que a medida que aumenta el pH, y bajo condiciones anaeróbicas (reductoras) de los suelos, conlleva a procesos de desnitrificación. La pérdida de N se explica debido a la volatilización de amonio ( $\text{NH}_3$ ) y por desnitrificación biológica.

De acuerdo con Sahrawat, (2004), la descomposición de los materiales orgánicos es reducida e incompleta, y la humificación de la MO disminuye bajo condiciones de anegamiento. En estas condiciones, aceptores de electrones tales como óxidos e hidróxidos de hierro son importantes en la oxidación de la MO y la producción de amonio en suelos y sedimentos sumergidos.

La relación C/N aumenta con la intensidad de la alcalinización, indicando que la mineralización de la MO se ve comprometida (es mucho más dificultosa) cuando el suelo se vuelve alcalino, compacto y reducido [Laura (1976), (1973); y Marlet et al. (1998)].

No obstante, se puede afirmar con una probabilidad mayor al 32 %, que la relación C/N se presenta invariable a lo largo de los ambientes geoquímicos que conforman la transecta.

Tan (2002) afirma que la relación C/N se encuentra dentro de un rango de entre 10-15, cuando la descomposición de la MO está en equilibrio con la síntesis y acumulación de nuevos materiales orgánicos.

Considerando sólo los resultados obtenidos a partir de las determinaciones químicas se formularon las siguientes **conclusiones parciales**:

- De manera general en este ambiente, las variaciones en los contenidos de las variables edafológicas analizadas presentan una estrecha correlación con la posición de los puntos de muestreo en el paisaje.
- La fuerte alcalinidad existente en el ambiente geoquímico del interior de la depresión (pH= 10,5), es producto principalmente de la formación in situ de carbonato de sodio, y en menor medida, por la acumulación de sales solubles provenientes desde los suelos circundantes, más elevados topográficamente.
- Los ambientes geoquímicos considerados presentan, en referencia a los contenidos medios de  $\text{CaCO}_3$  y de las variables obtenidas en el extracto de saturación (pH, CE y RAS), una ordenación creciente (de menor a mayor): zonales, borde e interior de la depresión.
- Producto del accionar de un ambiente geoquímico más agresivo, los cambios más notorios en las propiedades fisicoquímicas se encuentran en la fracción arcilla de la costra salina del interior de la depresión.
- En el extracto de saturación, la solubilidad de la sílice se ve fuertemente incrementada a medida que el ambiente geoquímico es más alcalino.
- El contenido de sílice amorfa residual, obtenido mediante disolución selectiva, presenta en las fracciones de arcilla, limo fino y limo medio una secuencia de alteración que va, desde los sitios más afectados por este proceso, como son los sedimentos del interior de la depresión, pasando por los planos estabilizados que presentan un grado intermedio de alteración (suelos zonales), hasta llegar a los sitios menos afectados que se corresponden con los suelos de borde de la depresión.
- Los menores contenidos de alúmina amorfa residual se presentan en la fracción arcilla correspondiente al ambiente geoquímico del interior de la depresión (0-2 y 2-10 cm) respecto a los demás sitios que conforman la toposecuencia.
- La relación molar  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  de los componentes amorfos presenta un aumento relativo de sílice con respecto a alúmina, a medida que aumenta el tamaño de partículas y la profundidad.

- El aluminio presente en los geles aluminosilícicos, obtenidos en las fracciones de arcilla y limo, correspondientes a todos los ambientes geoquímicos que conforman la toposecuencia, posee un estado de coordinación tetraédrica.
- La reactividad media de los óxidos pedogenéticos de aluminio y silicio disminuyen en las fracciones más finas, a medida que las condiciones del medio son más agresivas y por ende actúan más drásticamente los procesos de alteración. A su vez dentro de un mismo sitio, el grado de meteorización disminuye a medida que aumenta el tamaño de las partículas, por ofrecer una menor superficie reactiva.
- El contenido de sílice amorfa residual obtenido en la fracción arcilla, es la variable que mejor se correlaciona con los parámetros edáficos seleccionados para reflejar la intensidad en cuanto a las condiciones de alteración que presentan los ambientes geoquímicos considerados.
- En la costra salina del interior de la depresión, que poseen una mayor concentración salina, el fósforo inorgánico soluble presenta contenidos máximos.
- Los contenidos de carbono y nitrógeno disminuyen con el aumento de la profundidad y la alcalinidad. De esta manera, los suelos zonales poseen mayores contenidos de carbono y nitrógeno, respecto de los suelos salino-sódicos y sódicos.
- La relación C/N permanece invariable a lo largo de los ambientes geoquímicos que conforman la transecta.

## **Determinaciones mineralógicas**

### **Mineralogía de la fracción arcilla**

A continuación se presentan los análisis difractométricos naturales obtenidos a partir de la fracción arcilla ( $< 2 \mu$ ) de todas las muestras que conforman la toposecuencia. Para facilitar la comparación de los diagramas obtenidos, se presentan agrupados según el ambiente geoquímico correspondiente.

Cabe señalar que los difractogramas una vez escaneados, fueron procesados mediante programas de computación específicos para imágenes (Adobe Photoshop 6.0), permitiendo así la descripción de las reflexiones obtenidas.

De esta manera, se presentan los difractogramas procesados del ambiente geoquímico correspondiente a los suelos zonales, representado por las muestras ZI, ZII y ZIII en la figura N° 8. Los difractogramas correspondientes a los suelos del borde de la depresión (muestras A y N), se presentan en la figura N° 9.

En las figuras N° 10 y N° 11, se exhiben los difractogramas procesados de las muestras C, E, G, H, I y K correspondientes a la costra salina (0-2 cm) y a las muestras subsuperficiales (2-10 cm) del interior de la depresión, respectivamente.

Esta forma de presentación, permite comparar y analizar no sólo los materiales dentro de un ambiente geoquímico en particular, sino también las diferencias observadas entre los distintos ambientes que conforman la toposecuencia. Esto es posible, ya que todos los difractogramas presentados poseen idénticas condiciones de trabajo (escala, suavizado, threshold, etc).

Cabe señalar que en esta oportunidad, con la finalidad de simplificar la discusión de los resultados obtenidos, no se presentan los diagramas de las muestras tratadas con etilenglicol pertenecientes a los distintos ambientes geoquímicos, si bien este tratamiento fue de gran utilidad en la correcta identificación de los minerales presentes.

Igualmente, la totalidad de los diagramas obtenidos (naturales y glicolados), se presentan en el Anexo, página 20 y siguientes.

En general se aprecia en los difractogramas obtenidos en los distintos ambientes geoquímicos (figura N° 8, 9, 10 y 11), que el material arcilloso posee muy baja cristalinidad. Siendo ésta una característica típica de los constituyentes minerales bajo clima semiárido templado.

Debido a esto, en esta oportunidad los minerales de arcilla se identificaron a nivel de grupo, donde se definen algunas reflexiones atribuibles a minerales del grupo de las esmectitas (SM) e illita (con reflexiones aproximadamente de 16 Å; 4,5 Å; 2,5 Å y 10 Å respectivamente).

También, se encuentran algunas reflexiones atribuibles a un feldespato potásico (F) (con sus reflexiones características alrededor de 3,77 Å; 2,6 Å; 2,4 Å; 1,7 Å), un feldespato calcosódico (Pl) (con reflexiones aproximadamente de 4,03 Å; 3,20 Å y 2,86 Å) y cuarzo (Q) con su reflexión característica de 3,34 Å.

Los feldespatos son los tectosilicatos más abundantes e importantes de la litósfera. Alrededor del 60% en peso de las rocas ígneas, con excepción del grupo ultrabásico, está constituido por feldespatos. Además son constituyentes importantes de las rocas metamórficas y sedimentarias (Besoain, 1985).

Estructuralmente, son aluminosilicatos constituidos por redes tridimensionales de tetraedros de SiO<sub>4</sub> en los cuales parte del silicio se encuentra sustituido por aluminio, lo que origina una deficiencia de carga. Sin embargo, no debería considerarse el aluminio tan sólo como un catión isomórfico, ya que en realidad es un catión fundamental en la estructura de los feldespatos. Químicamente los feldespatos se dividen en dos grandes grupos: feldespatos potásicos y feldespatos calcosódicos (plagioclasas) (Pérez Mateos, 1965).

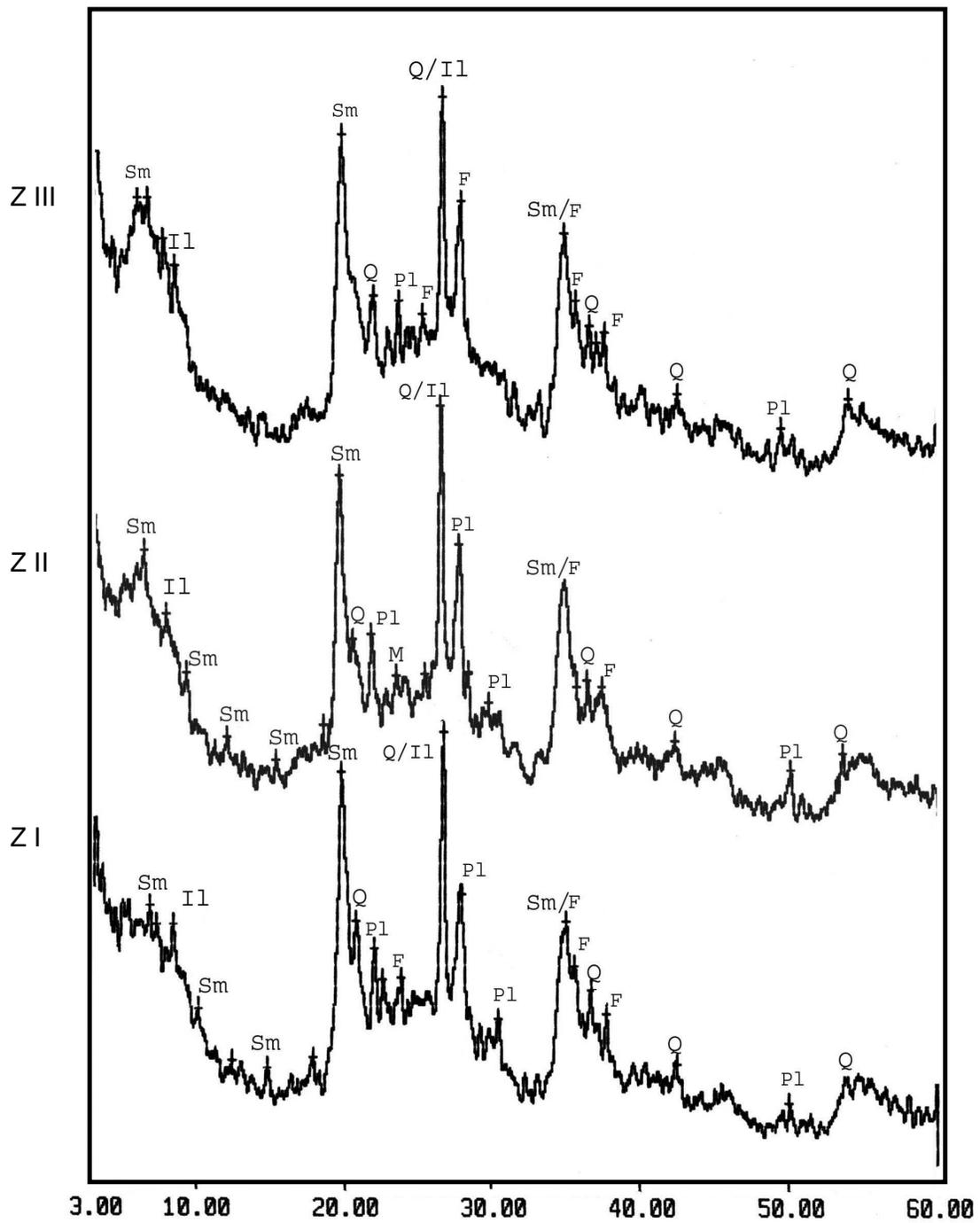
Si bien los feldespatos se pueden identificar mediante difracción de rayos X, la diferenciación entre miembros de un grupo de feldespatos es complicada debido no sólo a la superposición de reflexiones, sino también por las transiciones que se producen entre los componentes de la serie.

En las figuras siguientes, se observa que los minerales mencionados (esmectita, illita, feldespatos potásicos, plagioclasas, y cuarzo) se encuentran presentes en los cuatro ambientes geoquímicos que conforman la toposecuencia. No obstante, como rasgo distintivo en el interior de la depresión a las dos profundidades analizadas encontramos algunas reflexiones atribuibles a calcita (CaCO<sub>3</sub>), observable con una reflexión muy neta en 3,036 Å, acompañada por una reflexión menor en 3,86 Å.

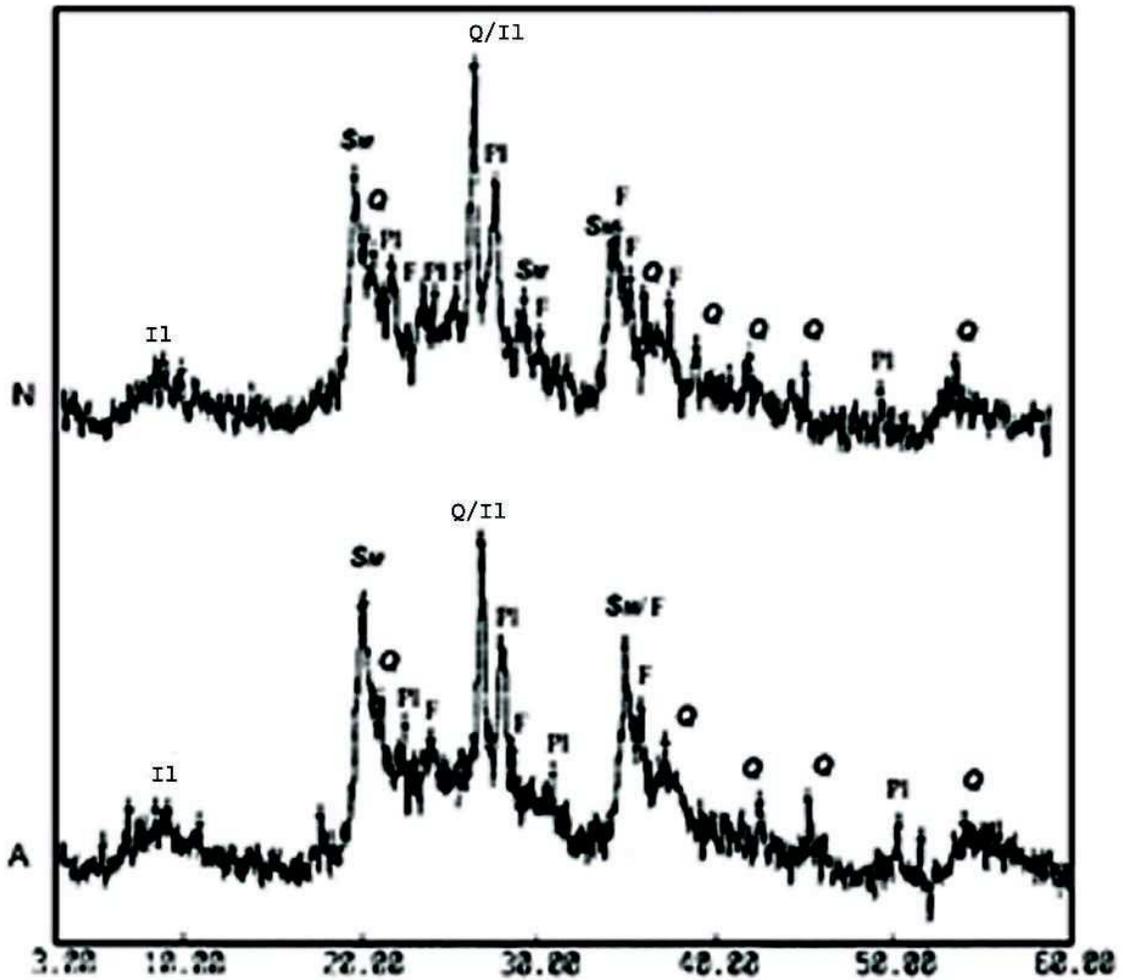
De manera general, se destaca la similitud que presentan los materiales analizados, no sólo entre las muestras (réplicas) que conforman cada ambiente geoquímico, sino también entre los diferentes ambientes considerados.

No obstante, como rasgo distintivo entre las muestras que componen el ambiente geoquímico del interior de la depresión, a las dos profundidades analizadas (figuras N° 10

y 11), se puede mencionar que en los puntos centrales de la cubeta (G, H e I), se observa un fuerte incremento en la intensidad de la reflexión basal 001 de la esmectita, en el área cercana a los  $6^\circ$  de  $2\Phi$ , Cu ( $K\alpha_1$ ), lo que indicaría un fuerte incremento en la abundancia de esta fase.



**Figura Nº 8:** difractogramas naturales de suelos zonales en Calderón.  
 Sm= esectita; Q= cuarzo; F= feldespato potásico; Pl= feldespato calcosódico (plagioclasa).



**Figura N° 9:** difractogramas naturales de los suelos del borde de la depresión (muestras A y N) en Calderón. Sm= esmectita; Q= cuarzo; F= feldespato potásico; Pl= feldespato calcosódico (plagioclasas).

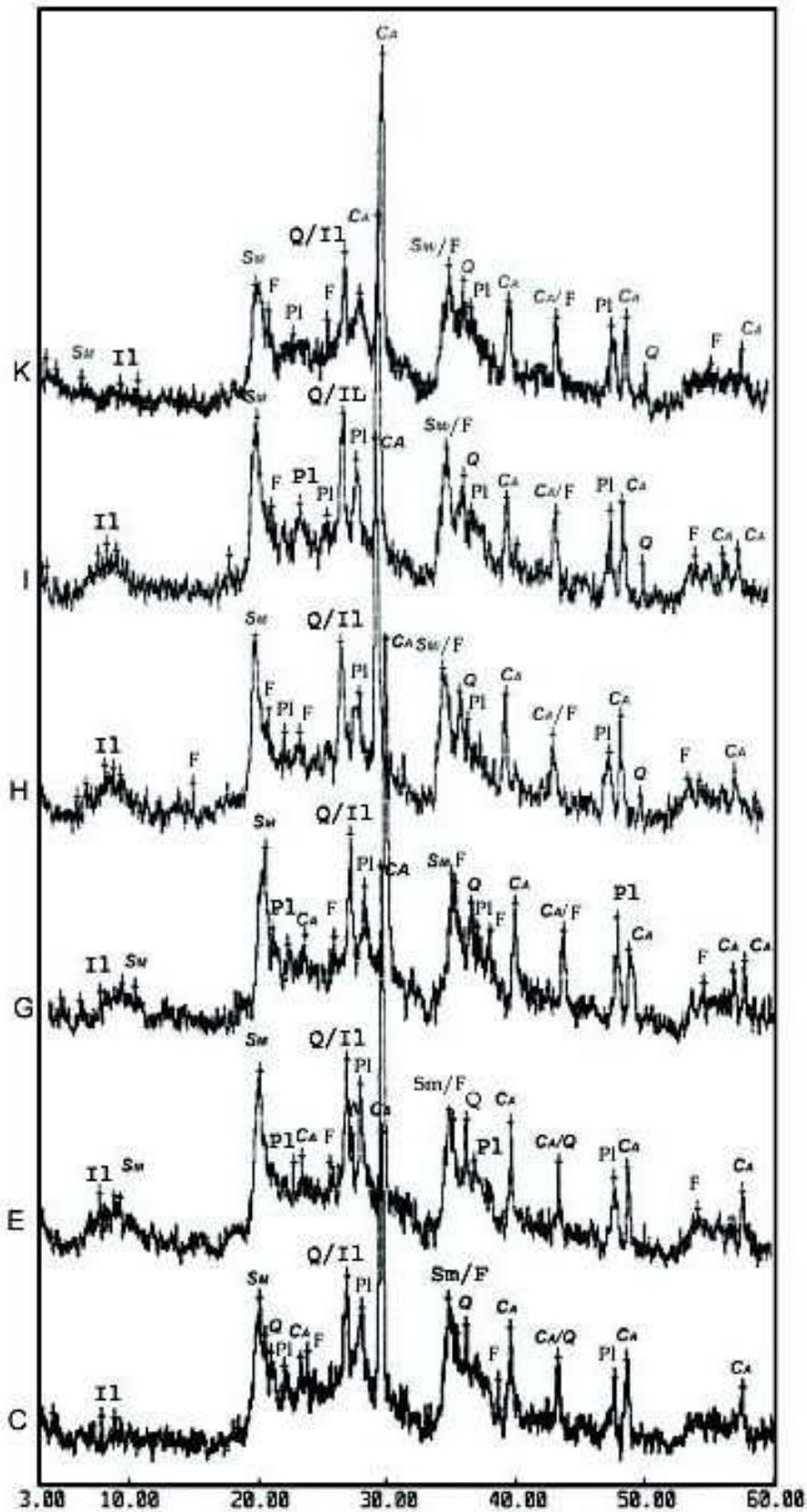


Figura N° 10: difractogramas naturales de la costra salina en Calderón.

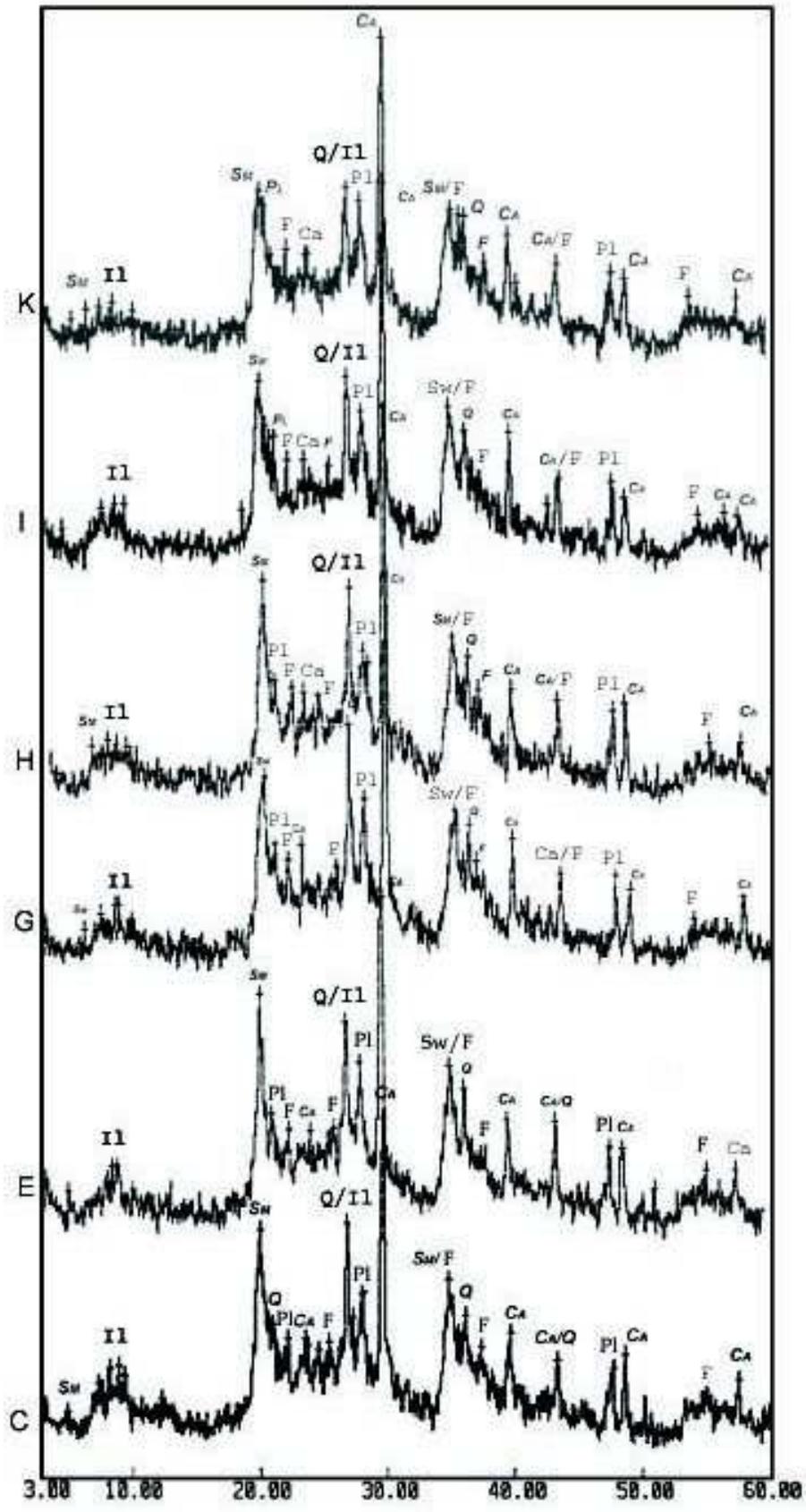


Figura N° 11: difractogramas naturales de las muestras subsuperficiales en Calderón.

A continuación con el fin de obtener las proporciones relativas entre los minerales secundarios determinados por el estudio difractométrico, se presenta el índice de cuarzo (IQ) tal como lo propone Mas (1993), para la descripción cuantitativa de las muestras versus el testigo.

Este índice se expresa como: 
$$IQ = (I_m/I_q) * 100$$
 donde,

**$I_m$**  es la intensidad en cuentas por segundos (CPS), correspondiente a la mayor reflexión del mineral considerado en cada muestra examinada.

**$I_q$**  es la intensidad en CPS, correspondiente a la mayor reflexión del cuarzo puro, en idénticas condiciones analíticas.

Se toma como referencia el cuarzo, por considerarse el mineral de mayor estabilidad en relación a los restantes minerales presentes.

Además, el cuarzo posee varias características como: ubicuidad, abundancia, resistencia a la meteorización e inmovilidad, que lo hacen adecuado para este propósito (Drees et al., 1989).

De esta manera, se calcularon los índices de cuarzo para: esmectita (SM), calcita (Ca), feldespato calcosódico (PI) y potásico (F) en la fracción arcilla de todas las muestras correspondientes a los distintos ambientes geoquímicos que conforman la toposecuencia, cuyos valores medios se presentan en la tabla N° 18. Los valores de esta variable se presentan en el Anexo, página 14.

Se destaca que sólo se encontraron diferencias significativas entre los valores medios de las proporciones de calcita en las muestras del interior de la depresión, entre las dos profundidades consideradas ( $p < 0.05$ ). La mayor abundancia de calcita en la costra salina, se produce como consecuencia de la formación de soda, ya discutida al tratar las determinaciones químicas.

Además, se encontraron menores contenidos relativos de feldespato potásico (F) en las muestras de los suelos zonales en relación a los restantes ambientes ( $p < 0.05$ ). Estas diferencias estarían indicando el transporte que sufren los minerales más livianos desde los sitios adyacentes topográficamente más elevados, acumulándose en el centro de la cubeta.

**Tabla N° 18:** valores medios de índices de Cuarzo, en los distintos ambientes geoquímicos de Calderón.

Variable	Sitios			
	Zonal n=3	Borde n=2	Costra (0-2) n=6	Centro (2-10) n=6
<b>IQ (Sm)</b>	0,89 <sup>(1)</sup>	0,79	0,94	0,98
<b>IQ (Ca)</b>	-	-	1,90 b*	1,65 a
<b>IQ (F)</b>	0,47 a	0,70 b	0,85 b	0,81 b
<b>IQ (PI)</b>	0,70 <sup>(2)</sup>	0,74	0,81	0,80

\*: medias en fila seguidas de distinta letra difieren por el test de Bonferroni con  $p < 0.05$

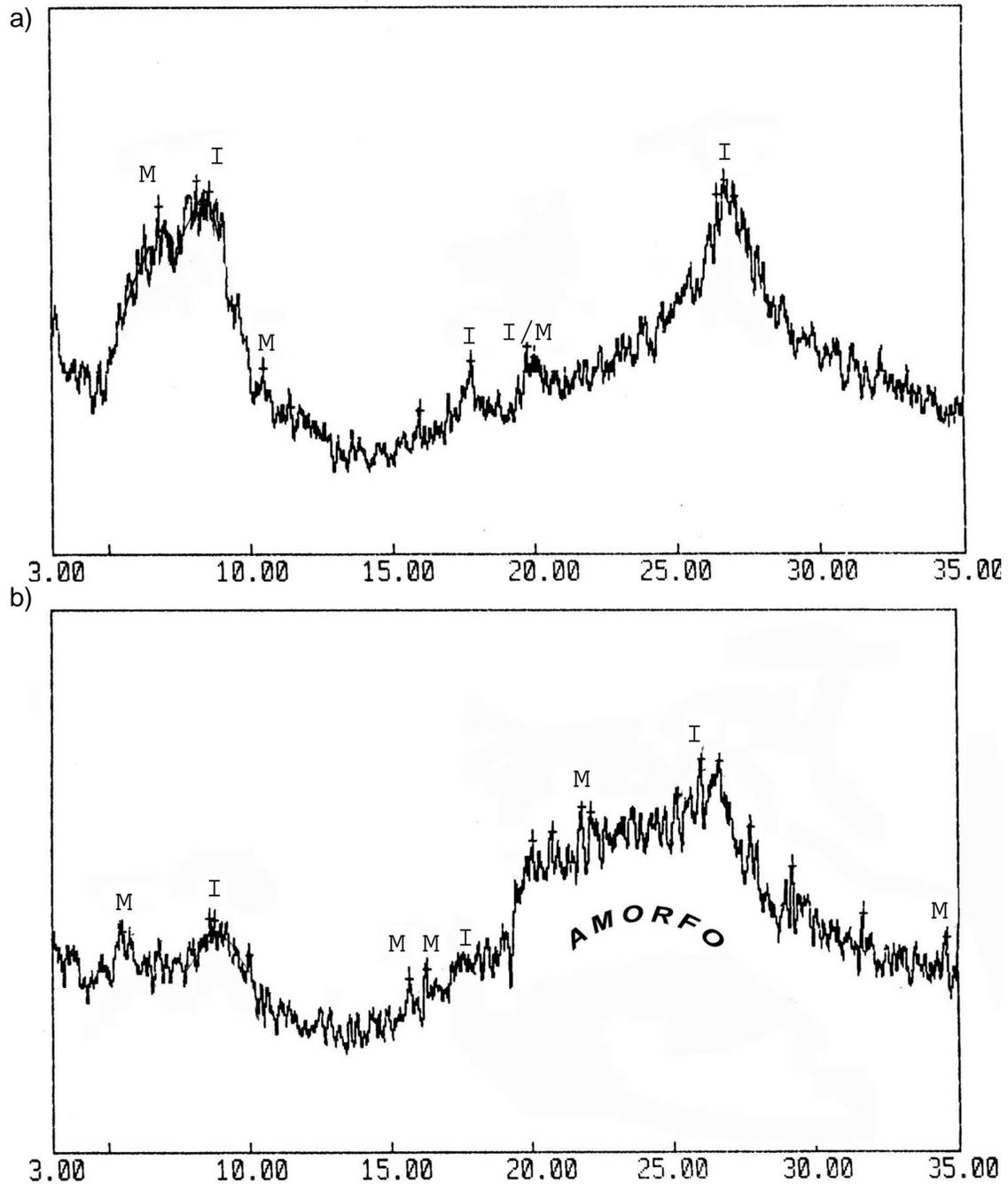
(1):  $pA > 0,07$ ; (2):  $pA > 0,12$ .

Consecutivamente, con la finalidad de definir mejor el tipo de mineral arcilloso presente en cada ambiente geoquímico, se realizaron los análisis difractométricos sobre las muestras de la fracción  $<1\mu$ . Para ello, se seleccionó una muestra de cada ambiente geoquímico y se realizó la difracción de rayos X, a las muestras naturales y saturadas con etilénglicol.

Cabe destacar, que dentro de la fracción arcilla  $<1\mu$ , se encuentran materiales que, debido a su pequeño tamaño, concentran el material arcilloso. En consecuencia, se observan reflexiones más netas que permiten la correcta identificación del tipo de arcilla predominante en cada caso.

A continuación, se presentan los difractogramas procesados de las muestras naturales (a) y glicoladas (b) correspondientes a los suelos zonales en la figura N° 12, los suelos de borde en la figura N° 13, como también a los suelos del interior de la depresión: costra salina en la figura N° 14 y las muestras subsuperficiales en la figura N° 15. La totalidad de estos análisis difractométricos se exhiben en el Anexo, pág. 23.

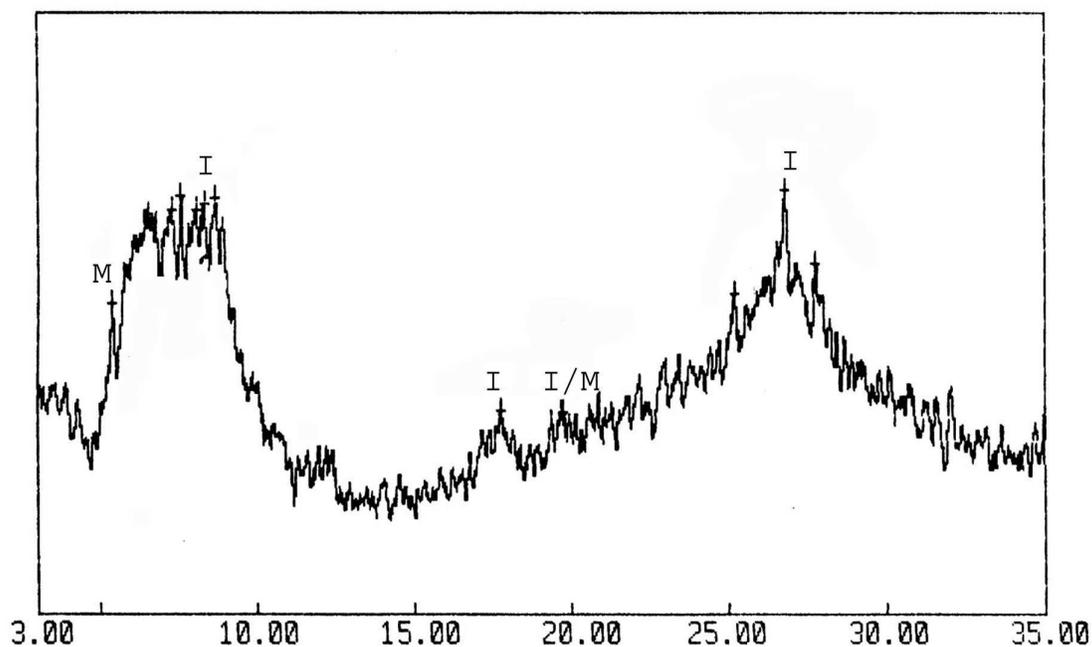
**Figura N° 12:** análisis de difracción de rayos X de la fracción arcilla <math><1\mu</math> de un suelo zonal (muestra ZIII) en Calderón; (a) muestra natural; (b) muestra glicolada.



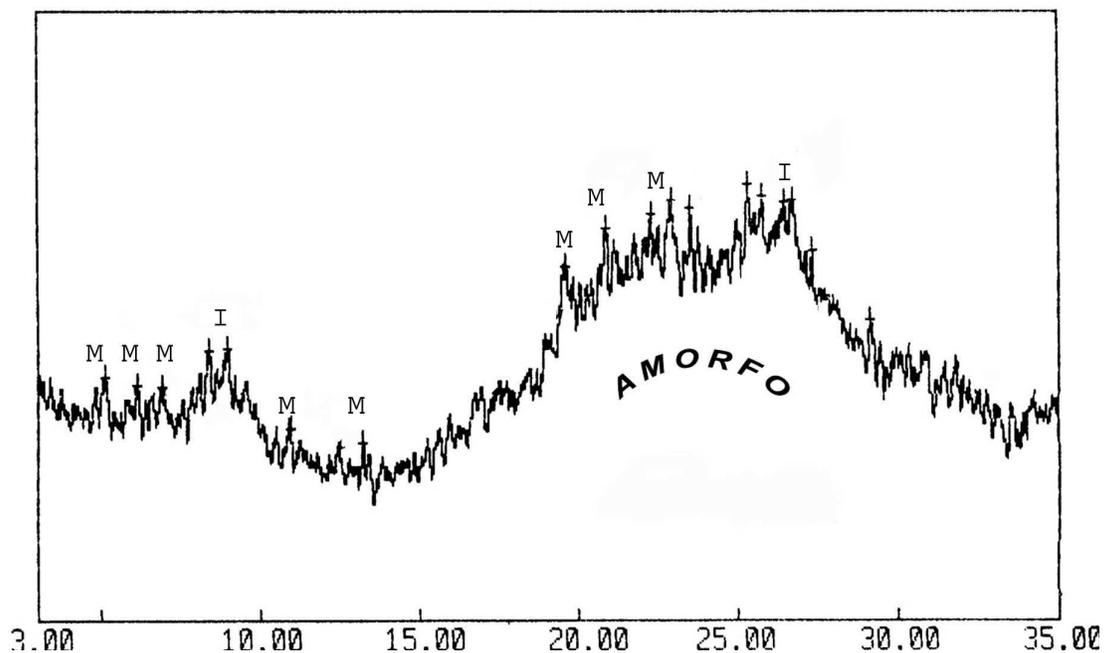
En la figura precedente, se observa que el mineral de arcilla predominante en este ambiente, es illita (I), acompañado por montmorillonita (M). También se observa la presencia de materiales amorfos, que quedan evidenciados por una curvatura en el difractograma entre 20 y 30° ( $2\theta$ , Cu  $K\alpha_1$ ).

**Figura N° 13:** análisis de difracción de rayos X de la fracción arcilla <math><1\mu</math> de un suelo del borde de la depresión (muestra N); (a) muestra natural; (b) muestra glicolada.

a)



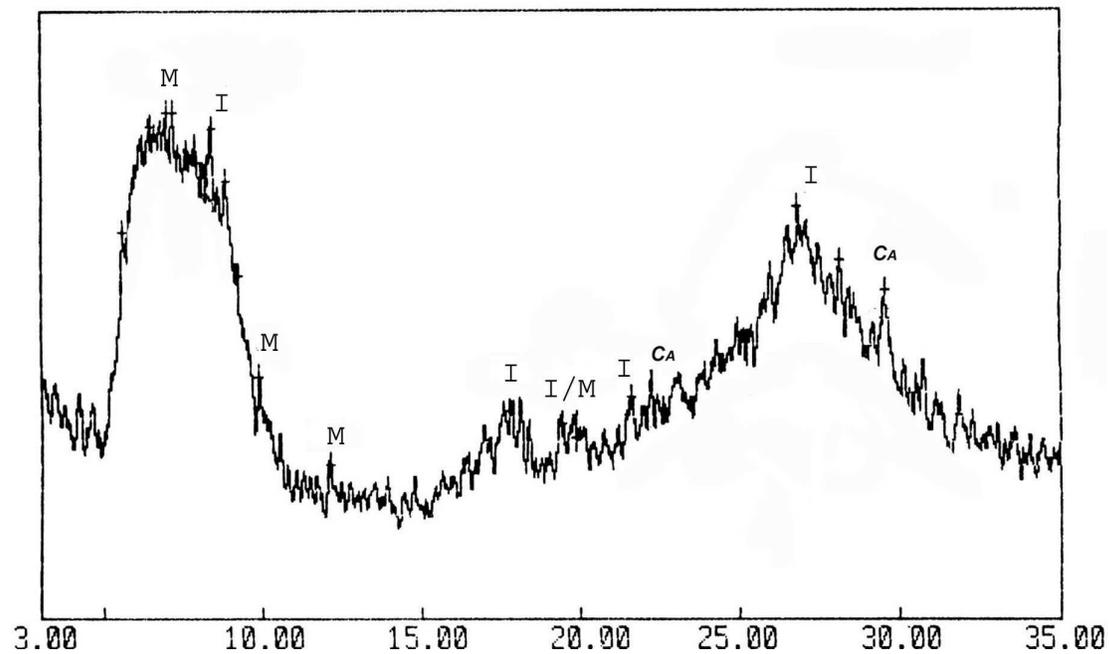
b)



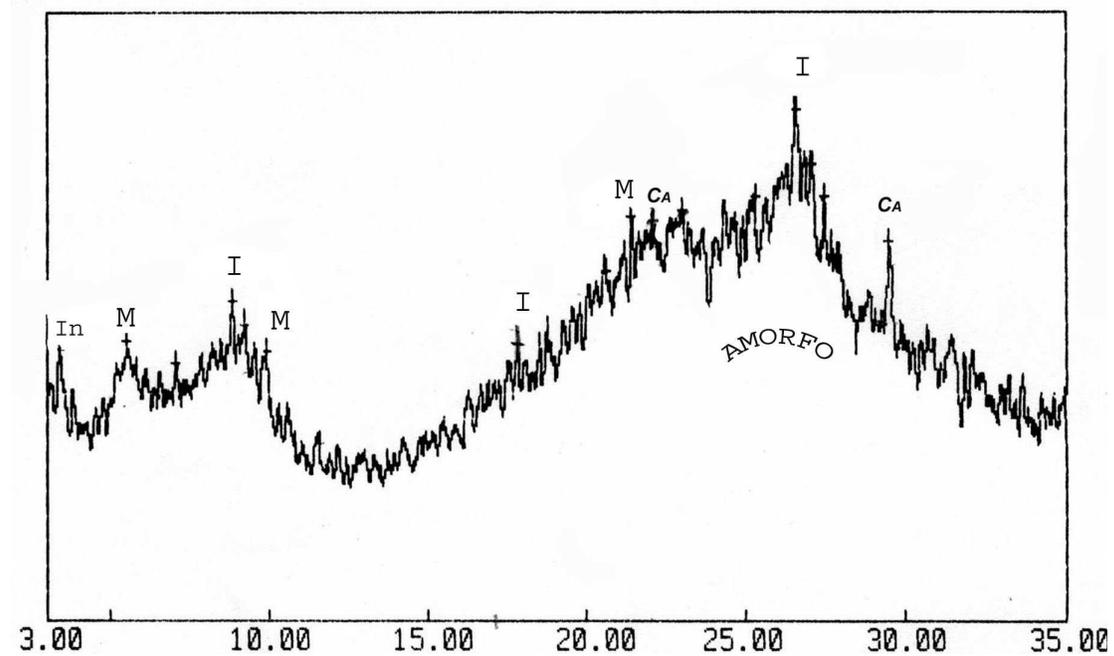
En este ambiente, también se observa predominio de illita con respecto a montmorillonita, en cuanto a sus contenidos relativos. Asimismo se observa una marcada curvatura entre 20 y 30° ( $2\theta$ , Cu  $K\alpha_1$ ), característica de los materiales amorfos.

**Figura N° 14:** análisis de difracción de rayos X de la fracción arcilla <math><1\mu</math> de la costra salina del centro de la depresión (muestra G); (a) muestra natural; (b) muestra glicolada.

a)

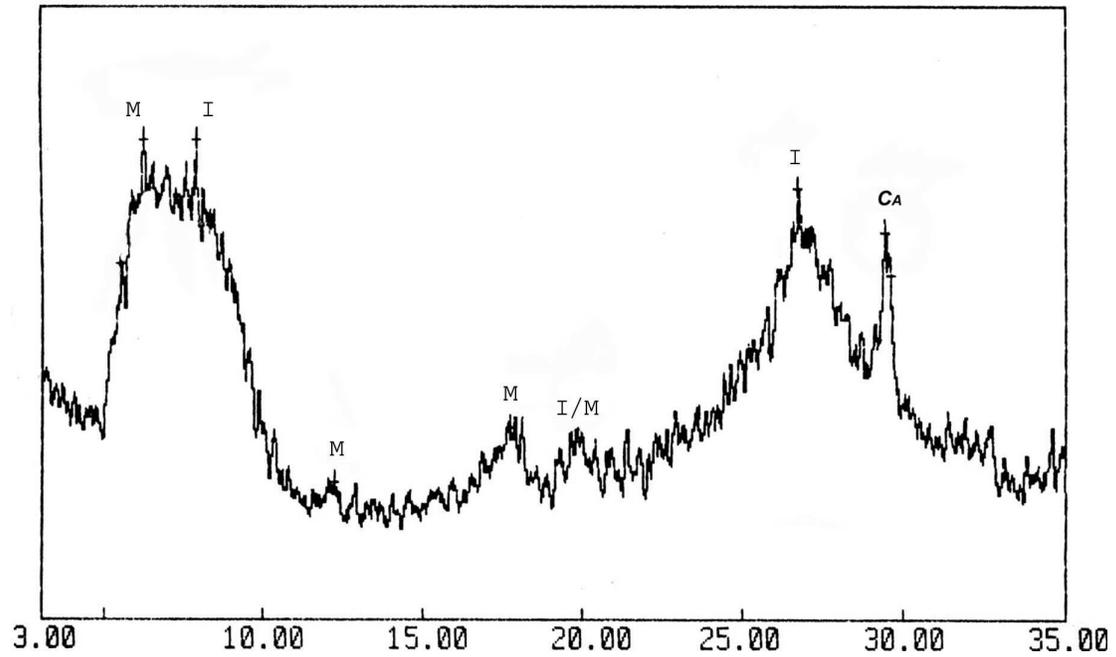


b)

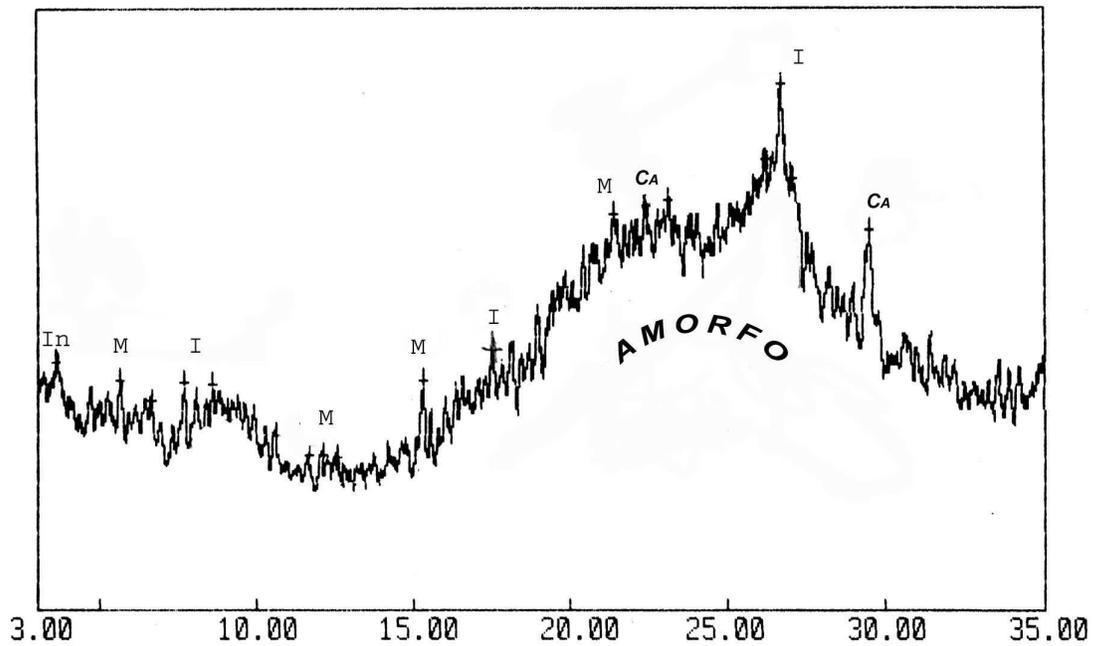


**Figura N° 15:** análisis de difracción de rayos X de la fracción arcilla <math><1\mu</math> de la subsuperficie del centro de la depresión (muestra G); (a) muestra natural; (b) muestra glicolada.

a)



b)



Contrastando con los ambientes exteriores (zonal y borde), en el interior de la depresión (figuras N° 14 y 15), y en especial en la costra salina, se observa un mayor predominio cuantitativo de montmorillonita con respecto a illita.

Además, se aprecia una mayor proporción de materiales amorfos, evidenciado por una curvatura mucho más pronunciada, centrada en los 22 grados de  $2\Phi$ , en los difractogramas de estos ambientes. Estos resultados se condicen no sólo con los análisis químicos ya discutidos, sino también con las observaciones realizadas por Drees et al. (1989) en difractogramas realizados en materiales amorfos.

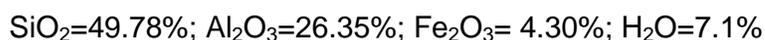
De igual forma que en la fracción arcilla ( $< 2 \mu$ ), en los ambientes del interior de la depresión en la fracción  $< 1 \mu$ , se observan reflexiones muy netas atribuibles a calcita (CA), con sus reflexiones características en 3,036 Å, acompañada por una reflexión menor en 3,86 Å).

Además, como característica distintiva dentro de la depresión, se observan reflexiones atribuibles a un mineral de tipo interestratificado irregular illita-montmorillonita, que posee una distancia basal de aproximadamente 26 Å. Esta distancia surge de la suma de las distancias basales de los minerales que lo componen (illita y montmorillonita con distancias de 10 y 16 Å respectivamente).

La presencia de minerales interestratificados en los suelos del interior de la depresión, indicarían una etapa de evolución de las arcillas en un proceso de transformación del mineral de partida (illita) que pasa por la fase intermedia illita –montmorillonita. Estas observaciones concuerdan con las realizadas por Blanco y Sánchez (1994), para suelos de origen loésicos de la región.

Estructuralmente, **la illita**  $[(K,H_3O)Al_2(Si,Al_4)O_{10}(OH)_2]$  se asemeja a las micas verdaderas, ya que consta de una capa unitaria integrada por una hoja de octaedros de alúmina en medio de dos hojas de tetraedros de sílice. La relación  $SiO_2/Al_2O_3$  de la illita es más alta que las micas verdaderas, por tener una menor sustitución de  $Si^{4+}$  por  $Al^{3+}$ .

Las illitas son minerales de composición química variable, cuyos límites no están bien definidos, siendo el potasio el principal catión interlamina, le siguen el sodio y el calcio por orden de importancia. Este mineral posee una composición teórica, expresada en óxidos de:



Como se verá a continuación, la celda unitaria es la misma que la de la montmorillonita, excepto que algunos silicios están siempre reemplazados por aluminio y que la deficiencia de carga está balanceada por iones  $K^+$ . El grosor de la capa unitaria de la illita tiene un valor ligeramente superior a  $9 \text{ \AA}$ , pero como existen iones potasio entre las capas se produce una expansión adicional entre éstas, de modo que el grosor es de aproximadamente  $10 \text{ \AA}$  (001), como se aprecia en los difractogramas analizados (figura N° 12 y 13).

Más de la mitad de los minerales de arcilla de la corteza terrestre son illitas, seguidos en orden de abundancia relativa por la montmorillonita y minerales de capas mixtas o interestratificados (Besoain, 1985).

Los diagramas precedentes, sumados a los resultados químicos ya discutidos, están evidenciando la neoformación de montmorillonita en las muestras interior de la depresión. Este proceso de neoformación de materiales arcillosos, debido a su importancia, merece una discusión más detallada.

### **Neoformación de minerales de arcilla**

De los tres orígenes que pueden tener las arcillas en los suelos: herencia, transformación y neoformación, los dos últimos son los que ofrecen mayores dificultades de interpretación (Besoain, 1985).

Existen diversas teorías sobre la formación de arcilla: la primera admite un origen residual por pérdida de sílice. El mineral de silicato se transforma, pierde parcialmente sílice, bases alcalinas y alcalinotérreas y se hidrata. De esta manera, el residuo origina el mineral arcilloso. La segunda teoría, sugiere la neoformación de minerales de arcilla a partir de coloides, donde los silicatos son disociados completamente hasta el estado coloidal, precipitan en el punto isoeléctrico, y originan una arcilla amorfa por fusión de moléculas, que con el tiempo evoluciona hacia minerales cristalinos. La tercera supone la neoformación al estado cristalino. Los silicatos se destruyen, pero los productos de disociación no son coloides, sino iones cargados (sílice negativa y alúmina positiva). Estos iones se combinan para formar minerales de arcilla con estructura cristalina, en su mismo lugar de origen.

Si bien estas teorías tienen validez parcial, puede aplicarse la 2ª para explicar la presencia y formación de compuestos aluminosilícicos amorfos (alofán), como los observados y discutidos en la sección "Disolución selectiva" de la página 53. Esto

significa que las unidades constitutivas de los cristales deben ser reducidas a fragmentos de tamaño molecular para que posteriormente puedan organizar una estructura nueva.

Tomando en cuenta resultados de transformación de geles aluminosilícicos en el laboratorio y su evolución hacia minerales de arcilla, Besoain (1985), sostiene las siguientes conclusiones:

- el rendimiento de productos cristalinos a partir de geles es reducido, los geles aluminosilícicos están fuertemente cargados y tienen tendencia a fijar cationes.

- cuando el medio de evolución se encuentra a pH elevado y es rico en cationes, el aluminio adquiere coordinación cuatro, lo que favorece la génesis de arcillas 2:1.

Esta última afirmación, no sólo describe algunas de las características ya descritas en los ambientes del interior de la depresión, sino que además manifiesta las condiciones geoquímicas que favorecen la neoformación de montmorillonita.

Los minerales de arcilla pueden formarse por reacción en fase líquida, sea por precipitación o coprecipitación de geles o soluciones iónicas. La arcilla resulta en última instancia de la interacción de cargas diferentes, ya que la sílice tiene carga negativa y los sistemas  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{Al}(\text{OH})_3 - \text{Fe}(\text{OH})_3$  tienen carga positiva, especialmente los hidróxidos polimerizados.

La síntesis de un mineral de arcilla específico dependerá entonces de la relación  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , del pH del medio y la presencia en solución de cationes básicos.

En este sentido, si consideramos las condiciones naturales del ambiente analizado, observamos que simultáneamente con el redepósito de los materiales parentales (loésicos) en el interior de la depresión, comenzaría la pedogénesis provocando la disolución de las especies clásticas más fácilmente meteorizables, que se vería favorecida por condiciones de intensa agresividad fisicoquímica, bajo un régimen de humedad de suelo ácuico.

Consecuentemente, se esperaría una intensa meteorización química de las especies líticas en función del clima edáfico, determinadas por un elevado pH, la acumulación de carbonato de sodio capaz de producir hidrólisis alcalina, y con complejo de cambio y fase soluble dominados por  $\text{Na}^+$ .

Si bien los factores formadores de suelo (material parental, tiempo, relieve, clima y factores bióticos), afectan la formación de los minerales de arcilla, en suelos con drenaje deficiente, o sometidos a baja precipitación, con acumulación de  $\text{Ca}^{2+}$  o  $\text{Mg}^{2+}$ , hay tendencia a que predominen minerales montmorilloníticos, independientemente del material parental (Besoain, 1985).

No obstante, existe un trabajo de Teruggi (1957), citado en Morrás (1995), como precedente de la composición mineralógica del limo fino en suelos y sedimentos loésicos de la región pampeana, de la provincia de Buenos Aires. El análisis petrográfico realizado por Teruggi, señala que más de las dos terceras partes de esta fracción está conformada por vidrios volcánicos frescos y vidrios “montmorillonizados”.

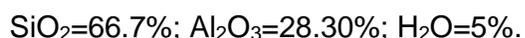
Es un hecho bien establecido que la montmorillonita puede formarse a partir de materiales solubles, como mineral de neoformación. Hay numerosos ejemplos de la formación de montmorillonita por alteración de vidrios volcánicos, en condiciones de drenaje moderado, en medio alcalino, con abundancia relativa de  $Mg^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Na^+$  y  $K^+$  y elevada relación  $Si^{4+}/Al^{3+}$  [Besoain, (1985); Beutelspacher y Van Der Marel, (1968); Kohut y Dudas, (1995); Qafoku et al., (2004)].

Por lo anteriormente expuesto, surge como incógnita: ¿es el vidrio volcánico la especie lítica que se encuentra más comprometida por el fenómeno de alteración química, en los ambientes del interior de la depresión?. Esto explicaría las pocas variaciones encontradas a lo largo de la toposecuencia, mediante los análisis difractométricos (ya discutidos).

Con la finalidad de responder este interrogante y para definir si es el vidrio volcánico la especie clástica que por alteración favorece la neoformación de montmorillonita, es que se realizó el análisis petrográfico de la fracción arena media (página 104).

De acuerdo con Besoain (1985), la montmorillonita es un mineral muy abundante en los suelos. Es descrita como proveniente de materiales parentales básicos, desarrollados en ambientes alcalinos, en condiciones semiáridas, o en situaciones de drenaje restringido. Los vidrios volcánicos son materiales muy aptos para formarla, bajo condiciones de alteración in situ siempre que se encuentre en los ambientes antes señalados.

La **montmorillonita** posee una composición teórica, expresada en óxidos de:



Sin embargo su composición difiere siempre de la fórmula teórica y la red se encuentra siempre desbalanceada por reemplazos isomórficos. La carga de la montmorillonita es esencialmente permanente y derivada de la sustitución isomórfica.

La expansión de las redes por efectos de la adsorción de moléculas de agua, incrementa el espaciado basal en valores enteros definidos, desde 12.4 a 21 Å, aproximadamente, que corresponde a 1, 2, 3, o 4 capas monoméricas de agua según el

cación de cambio (con  $\text{Ca}^{2+}$  adsorben agua desde 10 Å hasta un máximo de 20 Å, mientras que una montmorillonita-Na, la expansión es más pronunciada, pudiendo llegar hasta 160 Å) esta diferencia se origina por el grado de hidratación de estos iones, siendo más fuerte en el  $\text{Na}^+$  que en el caso de  $\text{Ca}^{2+}$  o  $\text{Mg}^{2+}$ .

Las características de expansión de la red con tratamiento de moléculas orgánicas polares, como el etilenglicol, permite reconocer pequeños picos de menores órdenes expandidos (figuras N° 14 y 15 - b).

Teniendo en cuenta sólo los resultados obtenidos a partir de las determinaciones mineralógicas, de las fracciones de arcilla ( $< 2 \mu$  y  $< 1 \mu$ ), se llegó a las siguientes **conclusiones parciales:**

- De manera general, se destaca la similitud que presentan los materiales analizados, no sólo entre las muestras que conforman cada ambiente geoquímico, sino también entre los diferentes ambientes considerados a lo largo de la transecta, en cuanto a la composición e intensidad de las reflexiones de los minerales identificados.
- A lo largo de la toposecuencia, en la fracción arcilla, los minerales se identificaron a nivel de grupo, debido a que los materiales presentan muy baja cristalinidad, encontrando reflexiones atribuibles a esmectita e illita.
- En la totalidad de los ambientes geoquímicos analizados se identificó la presencia de: esmectita e illita, feldespatos potásicos y calcosódicos, y cuarzo.
- Como rasgo distintivo, se observó la presencia de calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) en las muestras superficiales y subsuperficiales del ambiente geoquímico del interior de la depresión.
- En referencia al índice de cuarzo (IQ), calculado con el fin de obtener proporciones relativas entre los minerales secundarios, sólo se hallaron mayores contenidos relativos de calcita en la costra salina respecto de las muestras subsuperficiales del interior de la depresión, y menores contenidos relativos de feldespato potásico en los suelos zonales respecto de los restantes.
- El contenido relativo de plagioclasa y esmectita permanece invariable a lo largo de la transecta. No obstante, en las muestras centrales de la cubeta (G, H, e I) se observa un fuerte incremento en la intensidad de la reflexión basal 001 de la esmectita.
- En la subfracción de arcilla ( $<1\mu$ ) de los ambientes geoquímicos externos a la depresión (zonal y borde) se observa un predominio cuantitativo de illita acompañado por montmorillonita, inversamente en los ambientes del interior de la cubeta se aprecia un neto predominio de montmorillonita con respecto a illita.

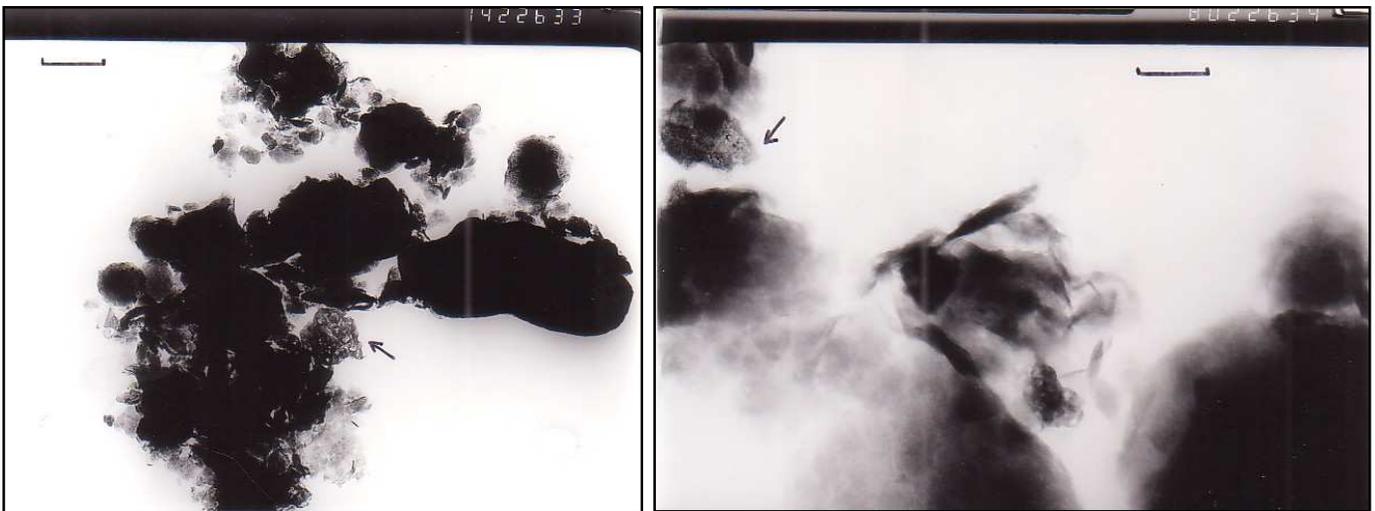
- Como característica distintiva en los ambientes geoquímicos del interior de la depresión, se aprecia la presencia de un mineral de tipo interestratificado irregular illita-montmorillonita, indicando una etapa de evolución de las arcillas en un proceso de transformación del mineral de partida (illita).
- En la fracción  $< 1\mu$  además de la presencia de calcita en los ambientes geoquímicos del interior de la depresión, también se observa una mayor proporción de materiales amorfos, evidenciado por una curvatura mucho más pronunciada, centrada en los 22 grados de  $2\Phi$ .
- En los ambientes geoquímicos del interior de la depresión queda evidenciada la neoformación de montmorillonita.
- En base a lo anteriormente expresado, se concluye que a lo largo de la toposecuencia en ninguno de los minerales identificados, se encontraron claras evidencias que indiquen alteración, ni siquiera incluso bajo el accionar de los ambientes geoquímicos más corrosivos.

## Microscopía electrónica

En un momento se pensó en la posibilidad de que la arcilla que se estaba neoformando en el interior de la depresión fuera paligorskita, no sólo porque es un material que se origina bajo condiciones similares a las del sitio en estudio<sup>1</sup>, sino también, debido a las investigaciones realizadas por Morrás et al. (1981), (1982) y Singer et al. (2004), donde se identificó la neoformación de este material como resultado de los procesos de alteración.

Debido a esto, con la finalidad de visualizar la típica morfología fibrosa (tubular) de estos materiales arcillosos, se seleccionó una muestra del interior de la depresión (punto G) y se observó bajo microscopio electrónico de transmisión (TEM). Algunas de estas microfotografías se presentan a continuación.

**Microfotografía N° 1:** aspecto general bajo TEM de la fracción arcilla, perteneciente a la costra salina del interior de la depresión (muestra G). Izquierda: 1cm=0,8  $\mu$ ; derecha: 1cm= 0,10  $\mu$ .



<sup>1</sup> De acuerdo con Besoain (1985) y Neaman & Singer (2004), la paligorskita se encuentra en sedimentos lacustres y continentales, en mares poco profundos, en depósitos salinos y carbonáticos, se asocia a calcita y dolomita, y se forma bajo condiciones de clima árido, fuerte alcalinidad, y elevada concentración de cationes alcalinotérreos y silicio, y baja concentración de aluminio.

Las observaciones bajo TEM de la muestra seleccionada, permitieron descartar la presencia de minerales arcillosos de tipo fibroso en los ambientes geoquímicos del interior de la depresión.

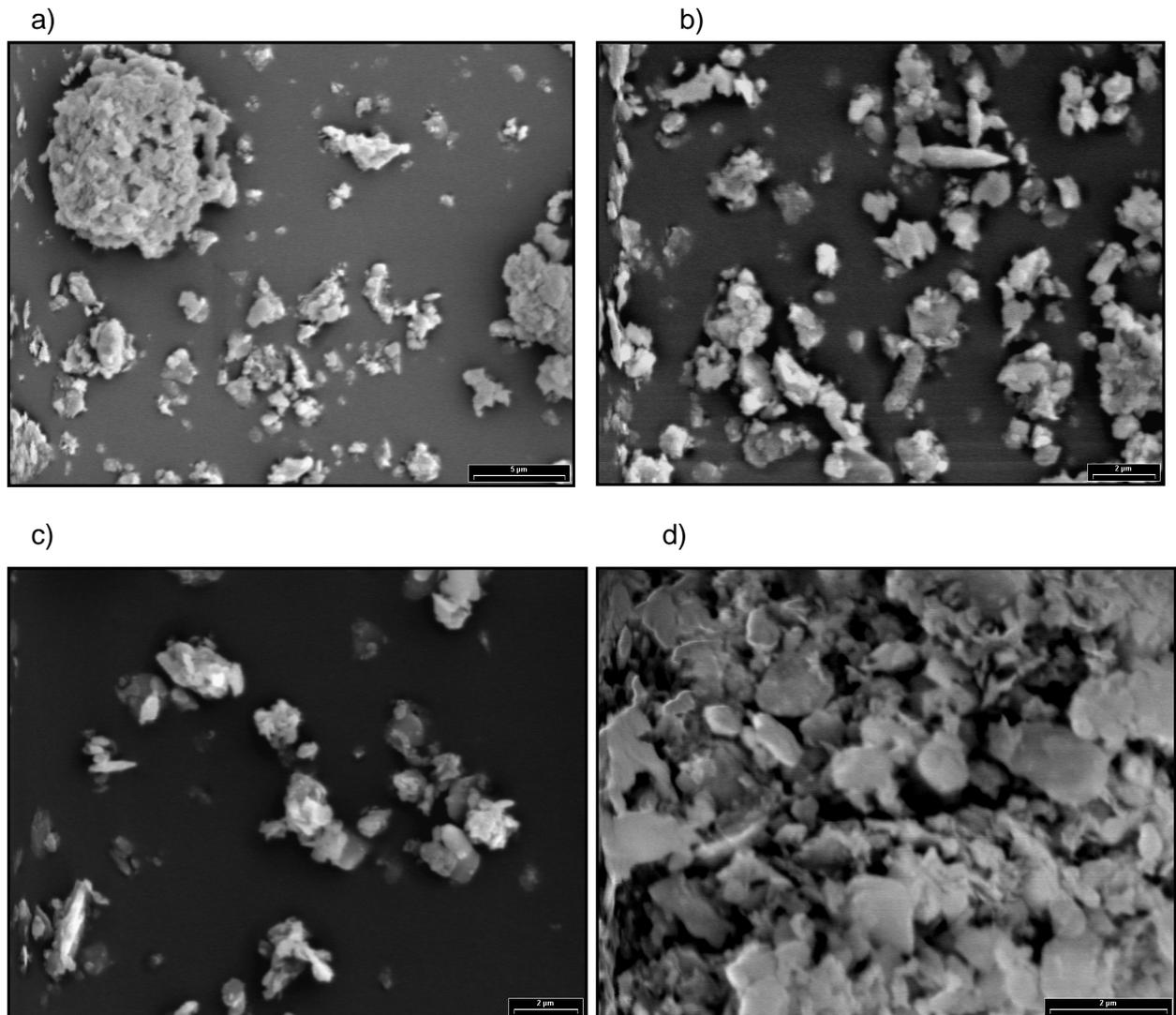
Por su parte, estas observaciones guardan estrecha concordancia con los análisis químicos de la fase soluble, ya discutidos, donde no se hallaron cationes divalentes solubles en la costra salina del ambiente geoquímico del interior de la depresión. En este sentido, Neaman y Singer (2004), sostienen que la paligorskita solamente es estable bajo condiciones alcalinas, y elevadas concentraciones de sílice y magnesio.

De manera general, en las imágenes precedentes se observa el aspecto general de la montmorillonita, que presenta laminillas irregulares aplanadas, muy finas, mal delimitadas, de diferente tamaño, las cuales se encuentran parcialmente plegadas, y la presencia de pequeños fragmentos de esqueletos de diatomeas (señalizados con flechas).

Además, se destaca la abundante presencia de materiales amorfos recubriendo, a manera de película, las superficies de las partículas cristalinas. Estos materiales poseen apariencia de gel, viscosos en húmedo, mientras que en seco se reducen y toman aspecto poroso. Estas observaciones coinciden con las realizadas por Mitchell et al., (1964); Jones y Uehara, (1973) y Chadwick et al., (1987b).

A continuación, se presentan las microfotografías tomadas bajo microscopio electrónico de barrido (SEM), con la finalidad de observar no sólo el aspecto general de las muestras seleccionadas, pertenecientes a los ambientes geoquímicos de borde y del interior de la depresión, sino también para corroborar la presencia de rasgos de alteración en las superficies de los clastos líticos presentes, especialmente en la fracción limo fino.

**Microfotografía N° 2:** aspecto general bajo SEM de la fracción arcilla, pertenecientes al borde (a y b: muestra A) y costra salina (c y d: muestra G) en Calderón.

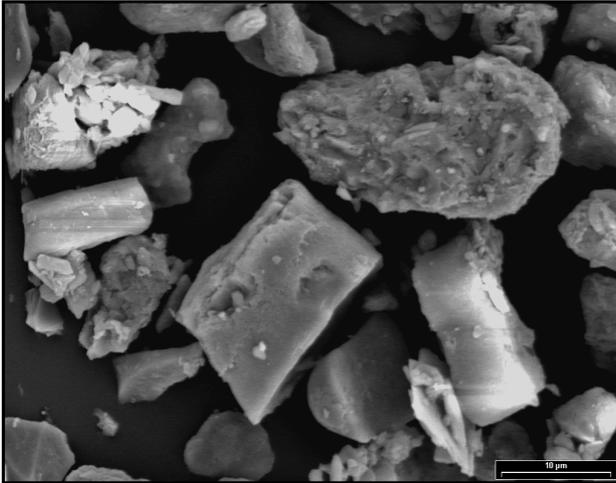


En la microfotografía precedente se advierte de manera general, que las arcillas micáceas se encuentran mayormente como partículas aisladas en ambas muestras, si bien en la imagen a) se destaca un “conglomerado” de minerales arcillosos.

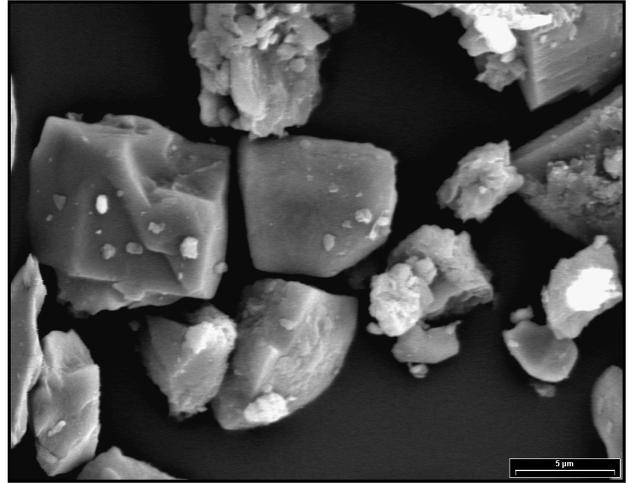
Además, en la imagen d), se observa por un lado el aspecto rígido de las arcillas micáceas, y por otro, la presencia de materiales amorfos, que se ven como pequeñas partículas esféricas sobre la superficie de los minerales arcillosos.

**Microfotografía N° 3:** vista bajo SEM de los clastos líticos presentes en la fracción limo fino. a) y b) borde (muestra A); c) y d) costra salina (muestra G); e) y f) detalle de rasgos de alteración observados en la muestra G.

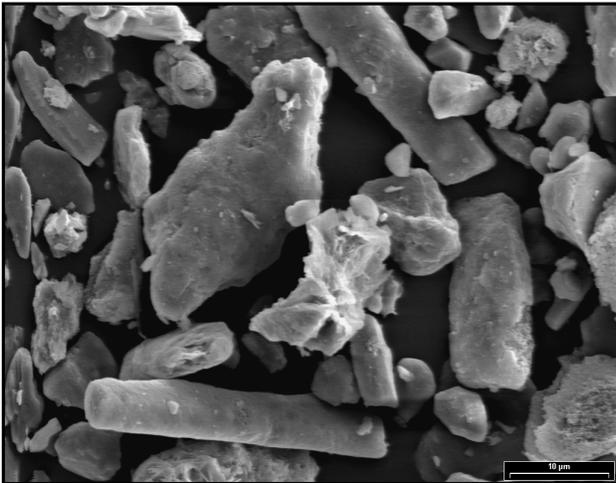
a)



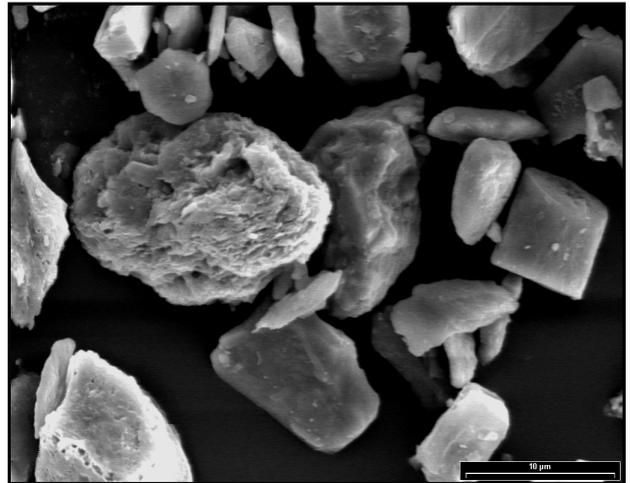
b)



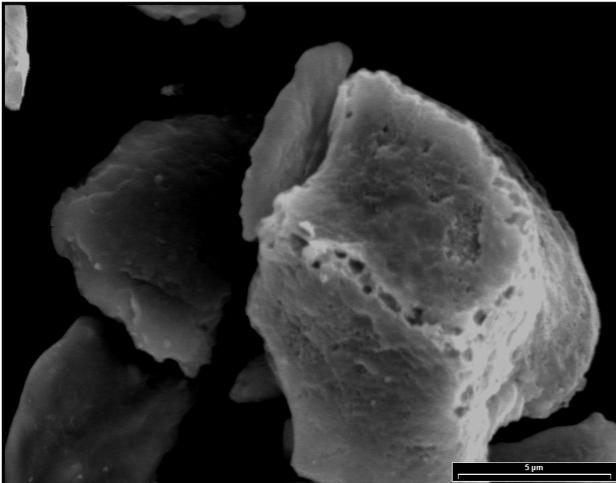
c)



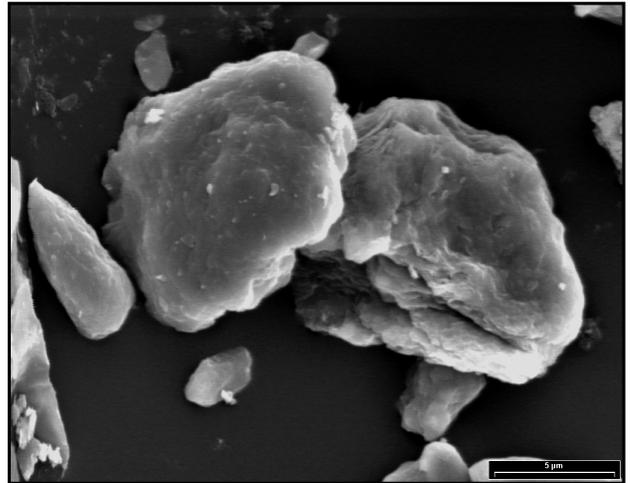
d)



e)



f)



En las imágenes de la microfotografía N° 3, se aprecia de manera general la composición heterogénea que presenta la fracción limo fino.

Comparativamente, en las imágenes a) y b) se advierte que los clastos pertenecientes al ambiente geoquímico del borde de la depresión presentan superficies límpidas, de apariencia fresca, sin rasgos evidentes de alteración, y en cuanto a la morfología externa, se observan predominantemente bordes netos y formas con límites geométricos bien definidos y desarrollados (euhedrales).

Mientras que los granos de limo pertenecientes a la costra salina del interior de la depresión (imágenes c, d, e y f), exhiben superficies irregulares, con notorios rasgos de alteración, principalmente de tipo punteado, y que presentan en referencia a la morfología externa, bordes carcomidos, difusos, y formas redondeadas, irregulares (anhedrales).

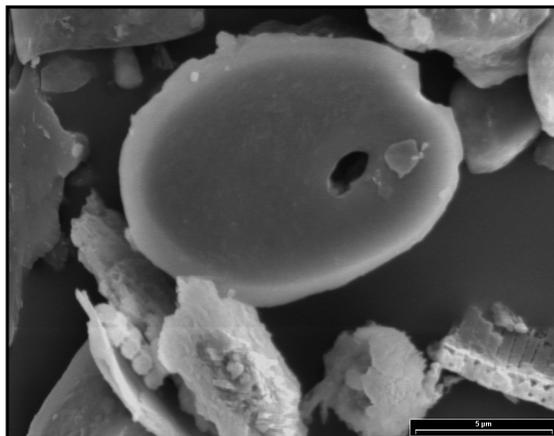
Estas observaciones concuerdan con los resultados obtenidos en la disolución selectiva, poniendo en evidencia las situaciones extremas (más contrastantes) dentro de la secuencia de alteración química oportunamente establecida (página 67).

Otra característica distintiva en las muestras del interior de la depresión, es la presencia de sílice opalina biogénica (desde el punto de vista de su origen según Besoain, 1985), que si bien, presenta numerosas formas: fitolitos, espículas, esqueletos, etc., pueden ser fácilmente identificadas, debido a que poseen una morfología definida conformada por la célula o estructura en la cual se originaron.

Los fitolitos por el hecho de que en su origen conformaron células de tejidos de plantas (pastos), presentan generalmente una morfología tubular (como la observada en la microfotografía N° 3-c), láminas perforadas, tubos aserrados o discos.

En la microfotografía N° 4, se muestran las diferentes morfologías que presenta la sílice opalina biogénica, en las muestras del interior de la depresión (SEM). En la parte inferior de la imagen se observan fragmentos de diatomeas (microfósiles), y en el centro un fitolito que presenta una morfología descrita por Drees et al. (1989) como “dumbbells” de células silíceas.

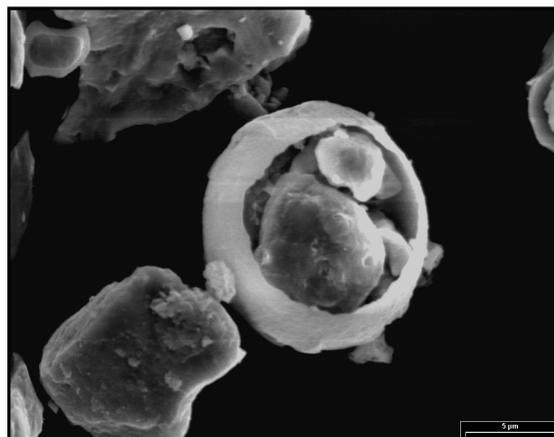
**Microfotografía N° 4:** SEM de diferentes morfologías de sílice opalina biogénica, presentes en el interior de la depresión (muestra G).



De las numerosas formas microscópicas que puede presentar el ópalo inorgánico (masivo, botrioidal, globular, estalactítico, filamentoso o pisolítico) de acuerdo con Wilding y Drees (1971), en las muestras del interior de la depresión sólo se observaron morfologías de tipo globular, como la que se presenta en la microfotografía N° 5.

De acuerdo con Beutespacher y Van Der Marel (1968) y Besoain (1985), la morfología del alofán y de los compuestos similares (alophane-like compounds) poseen una unidad estructural de esfera hueca de alrededor de 55 Å de diámetro, y espesor de la pared de entre 1 a 10 Å, o menos. Las fotografías de alta resolución indican la formación de esférulos de estos compuestos aluminosilícicos a partir de fibras de vidrio, indicando que heredan su aluminio tetraédrico a partir de los vidrios volcánicos.

**Microfotografía N° 5:** compuestos aluminosilícicos presentando la típica morfología globular, bajo SEM, en las muestras del interior de la depresión (muestra G).



## **Análisis petrográfico de la fracción arena media (100-250 $\mu$ )**

### **Criterios utilizados en la identificación**

Las propiedades más importantes en la identificación de granos sueltos se detallan a continuación, por orden de facilidad y conveniencia en la determinación. Los mismos fueron relevados durante el curso de mineralogía óptica, y también se extractaron de Cady et al. (1986).

**Índice de refracción:** consiste en determinar si el mineral a identificar posee un índice mayor o menor que el del aceite de inmersión (ac. Cedro  $n=1,512$ ). Se utilizó el método de iluminación central basado en el fenómeno de la línea de Becke. Esta es una línea que se forma en el borde del mineral cuando se lo observa con luz polarizada sin nicol analizador. De manera que, cuando se separa la platina del objetivo, la línea parece moverse hacia el interior o hacia fuera del mineral según sea su índice mayor o menor que el del líquido de inmersión utilizado. Debido que al alejarse la platina del objetivo, esta línea parece desplazarse hacia el medio de mayor índice.

**Color:** un mineral puede ser incoloro o coloreado. En algunos casos el color es carácter distintivo de cada mineral.

**Pleocroísmo:** es el fenómeno por el cual se produce una absorción diferencial de la luz dentro del mineral, según su posición respecto al plano de vibración de la luz. Haciendo girar la platina (con el mineral), se observa esta variación de color. Los minerales uniáxicos (sistema tetragonal y hexagonal) pueden presentar sólo dos colores (dicroicos), mientras que los biáxicos pueden presentar tres tonalidades distintas (tricoicos).

**Forma y Clivaje:** son características de cada mineral. Según su forma se denominan: euhedrales cuando se encuentran bien desarrollados con límites geométricos bien definidos, anhedrales son los cristales que presentan formas redondeadas o irregulares, y subhedrales son los que están parcialmente desarrollados y conservan algunas de las características morfológicas. El clivaje puede reflejarse en la forma externa del grano, o puede manifestarse por una o más series de grietas paralelas.

**Relieve:** algunos minerales resaltan fuertemente en el campo del microscopio, mientras que otros son moderadamente visibles. Esta apariencia o visibilidad del contorno y la superficie se define como relieve. El mismo es positivo cuando el índice del mineral es mayor que el del líquido de inmersión y negativo en caso contrario, de esta manera, el mineral se ve sobreelevado o deprimido respectivamente.

**Extinción (ángulo y carácter):** cuando un mineral anisotrópico está situado con los planos de vibración paralelos a los planos de vibración de los nicoles, la luz no atraviesa el analizador y el mineral se encuentra en posición de extinción. La misma puede ser *paralela* (si las direcciones de vibración del mineral coinciden con el clivaje o con los bordes de un mineral euhedral o subhedral), *oblicua* (el clivaje o los bordes del mineral forman un cierto ángulo con los planos de vibración de los 2 nicoles, en estos casos es importante determinar el ángulo de extinción), o *simétrica* (en minerales que presentan clivaje rómbico o cuadrado, la extinción se produce cuando las direcciones de vibración de los nicoles son paralelas a las diagonales de estos rombos).

**Birrefringencia:** la diferencia entre el mayor y menor índice de refracción del mineral, es estimada por el color de interferencia (tabla de color), teniendo en cuenta el espesor y orientación del grano.

**Signo óptico, ángulo óptico y signo de elongación:** son útiles, a veces esenciales, pero su determinación se hace dificultosa debido a una inadecuada orientación de los granos minerales cuando se aplican a granos sueltos o a tamaños muy pequeños.

**Alteraciones:** cuando un mineral se presenta alterado se ve al microscopio turbio, los productos de alteración pueden desarrollarse en el clivaje, desde los bordes hacia el centro (alteración centrípeta) o viceversa (alteración centrífuga). Según el grado de desarrollo se clasifica en: incipiente, moderada, o avanzada.

Esta caracterización, presentó una gran variabilidad para un mismo mineral, en cada uno de los ambientes geoquímicos considerados, por lo que se tratará en detalle posteriormente, con la finalidad de realizar una amplia descripción de los rasgos de alteración observados.

### **Especies minerales consideradas**

Estudios mineralógicos precedentes en los suelos de la región, establecen que la fracción de minerales livianos constituyen el 95%, mientras que a los pesados les corresponde el 4-5% del peso total en la fracción arena (Blanco y Sánchez, 1994). La fracción liviana está conformada por los minerales que más nos interesan, a los fines de definir cuál es la especie lítica que se ve más afectada por el proceso de meteorización.

El análisis cualitativo y cuantitativo de la fracción arena media realizado en este estudio, consistió especialmente en la identificación y recuento de los minerales livianos que la componen.

La fracción liviana está compuesta por cuarzo, feldespatos potásicos y calcosódicos (plagioclasas), y vidrio volcánico incoloro de composición ácida y pardo de composición básica. Los minerales restantes (opacos, hornblenda, restos líticos, etc.) fueron contabilizados en la sección “otros”.

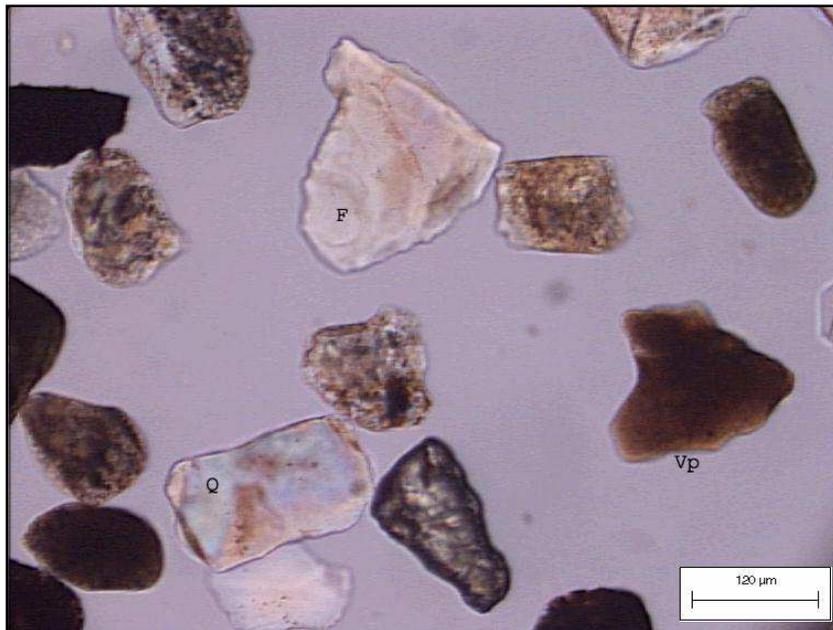
A continuación, se detallan las particularidades y propiedades ópticas más importantes de cada mineral, tomadas de Cady et al., (1986); Drees et al., (1989); Huang (1989) y Pérez Mateos (1965), que permitieron su correcta identificación.

**Cuarzo ( $\text{SiO}_2$ ).** De los siete polimorfos que posee la sílice, el cuarzo es el más abundante constituyente de los sedimentos, debido a la gran resistencia que ofrece a los agentes erosivos. Cada uno de estos distintos y únicos polimorfos de sílice expresa un definido grado de ordenación estructural, que determina sus propiedades químicas y físicas. Es uno de los minerales de mayor pureza conocida. La pureza química del cuarzo es la mayor, respecto de los restantes polimorfos de sílice, debido que su estructura más cerrada impide el ingreso de impurezas.

Cristaliza en el sistema trigonal, y es de hábito prismático, en los sedimentos es más frecuente la ocurrencia de granos anhedrales (irregulares o rodados). Presenta fractura concoidea, brillo vítreo en las caras y craso en las superficies de fractura. Color variable: incoloro en estado de pureza, o lechoso; rosado, amarillo, verde, azulado y ahumado, según sus variedades. No presenta pleocroismo. Posee un índice de refracción ( $n=1,54$ ) mayor al del aceite de cedro, por lo que presenta un relieve positivo, y débil birrefringencia. Es uniáxico positivo, presenta extinción recta, rápida (parpadeante) y elongación positiva.

El cuarzo se presenta en los sedimentos, en granos de forma y tamaño variable. Sin embargo, comúnmente se presenta en fragmentos de fractura concoidea o en granos irregulares, siendo los de procedencia eólica redondeados, equidimensionales y de una tonalidad mate. Algunas de estas características se pueden observar en las microfotografías N° 6 y 7.

**Microfotografía N° 6:** granos sueltos de arena media (100-250 $\mu$ ), pertenecientes al suelo zonal de Calderón (muestra ZI), vistos con luz paralela.  
Q= cuarzo; F= feldespato; Vp= vidrio volcánico pardo.



**Microfotografía N° 7:** granos sueltos de arena media (100-250 $\mu$ ), pertenecientes al suelo de borde de Calderón (muestra A), vistos con luz paralela.  
Q= cuarzo; F= feldespato; Vp= vidrio volcánico pardo.



**Grupo de los Feldespatos:** a continuación en la tabla N° 19, se presenta de manera resumida las características más importantes de las dos series potásica y calcosódica que conforman este grupo de silicatos.

De la misma, se destaca que una característica constante del grupo, es la presencia de maclas polisintéticas, que bajo el microscopio, polarizado con nicoles cruzados, se observan bandas bien visibles que facilitan su identificación.

Asimismo, en relación a la forma, los feldespatos presentan bordes geométricos muy bien y/o parcialmente desarrollados (euhedrales o subhedrales respectivamente).

Además, presentan clivaje muy notorio, extinción oblicua con ángulo variable según los términos de la serie, hábito tabular o prismático y es muy frecuente la presencia de inclusiones sólidas. Cristalizan en el sistema triclinico, excepto la ortosa y la albita que son monoclinicas.

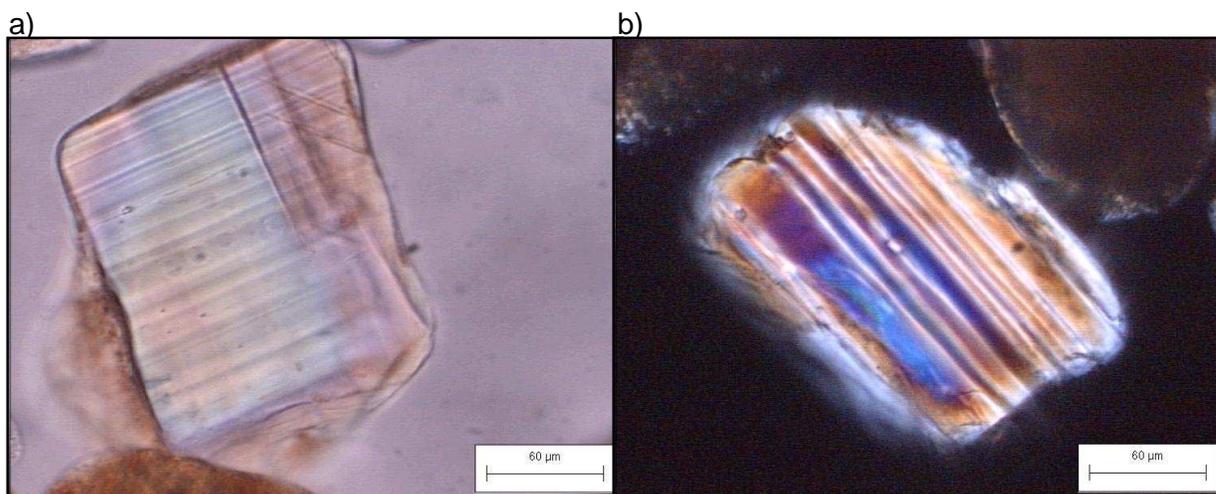
Las características más importantes de los feldespatos se observan en la microfotografía N° 8.

La diferenciación de las distintas plagioclasas entre sí es siempre dificultosa. En los sedimentos son más comunes los términos sódicos que los cálcicos, se alteran con mayor facilidad los términos básicos que los ácidos, en relación con la disminución de los contenidos de aluminio y calcio [Pérez Mateos, (1965); Huang, (1989)]. Como se discutirá oportunamente, la alteración de los feldespatos a minerales secundarios está en función del microambiente.

**Tabla N° 19:** características más importantes del grupo de los feldespatos (tomado de Pérez Mateos, 1965).

<b>Silicatos alumino-potásicos</b>		<b>Silicatos alumino-calcosódicos</b>				
<b>Ortosa</b> K	<b>Microclino</b> K	<b>Albita</b> Na	<b>Oligoclasa</b> Na>Ca	<b>Andesina</b> Na=Ca	<b>Labradorita</b> Na<Ca	<b>Anortita</b> Ca
Maclas frecuentes Muy común en suelos y sedimentos	Maclas polisintéticas Relativamente frecuente	Maclas polisintéticas Poco frecuente	Maclas polisintéticas común	Maclas polisintéticas Muy común	Maclas polisintéticas Poco frecuente	Maclas polisintéticas Poco frecuente
		Líneas de maclas muy finas	Líneas muy finas	Líneas finas	Líneas gruesas	Líneas gruesas
Índice de refracción menor de 1,54.				Índice de refracción igual o mayor 1,54.		

**Microfotografía N° 8:** se presenta en detalle un grano de feldespato (muestra ZIII).  
a) sin nicol polarizador; b) con nicol polarizador.



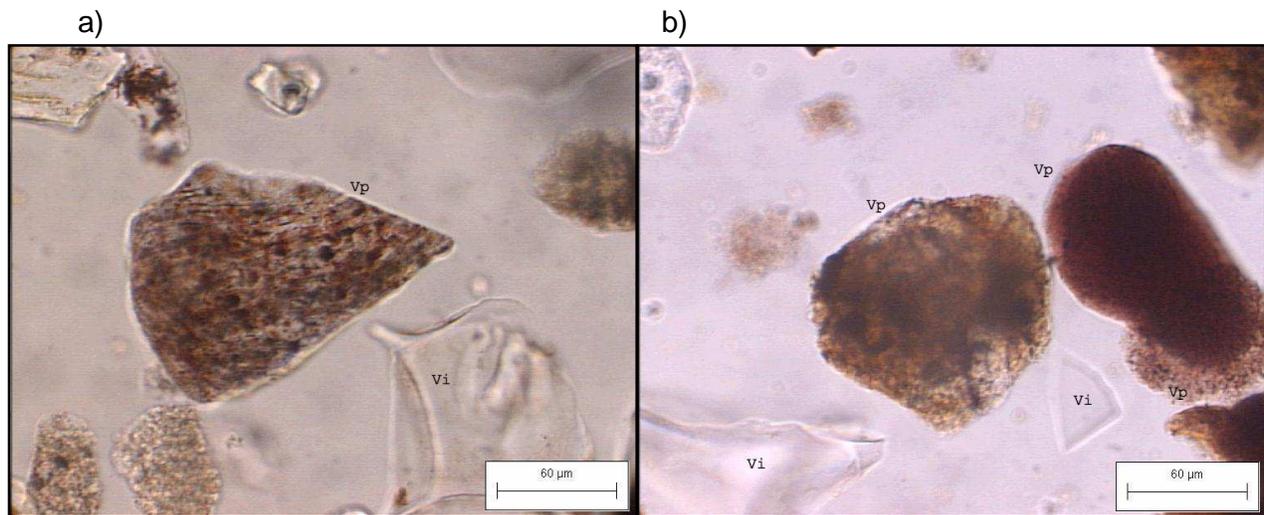
En las microfotografías precedentes, se destaca que el grano de feldespato en a) presenta buen relieve, forma subhedral, y un clivaje muy notorio; en b) presenta extinción oblicua, que permite observar la presencia de las múltiples maclas polisintéticas que facilitan su identificación durante el análisis petrográfico.

**Vidrio volcánico:** en las muestras analizadas se encontraron dos tipos de vidrio volcánico, uno incoloro, generalmente alterado (argilizado) y otro color pardo con una alteración más intensa. El vidrio mencionado en primer término, correspondería a un tipo riolítico (ácido) y el segundo corresponde a un vidrio básico (tipo andesítico, basáltico). En la microfotografía N° 9 a) y b) se presentan estos dos tipos de vidrios volcánicos juntos con la finalidad de observarlos comparativamente.

De acuerdo con Morrás (1985), la composición del vidrio volcánico es exclusivamente ácida, excluyendo la existencia de vidrio de tipo básico en los suelos pampeanos.

Contrariamente, las observaciones efectuadas se condicen con los resultados obtenidos por Baravalle (1992); Teruggi e Imbellone (1983); y Blanco y Sánchez (1994) en suelos de la región pampeana.

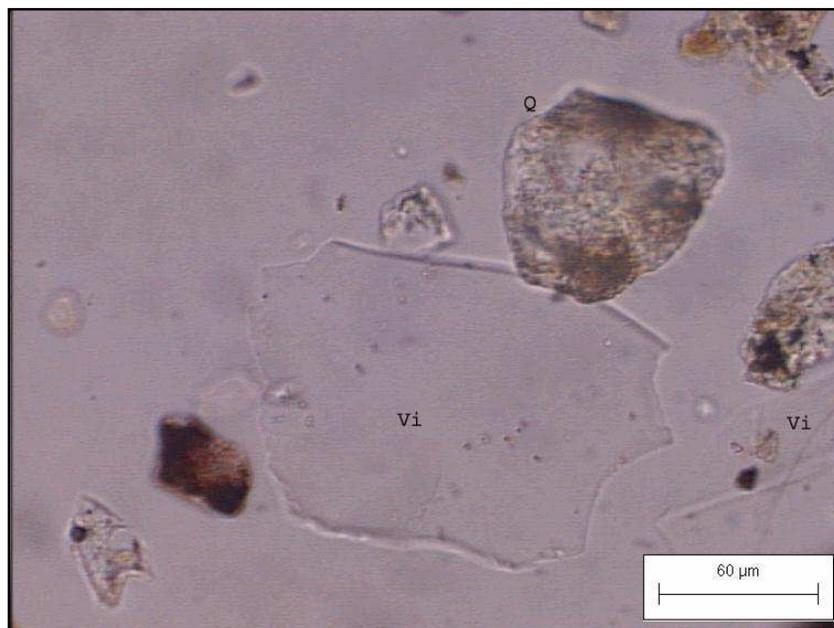
**Microfotografía N° 9:** a) y b) se presentan de manera conjunta, los dos tipos de vidrios volcánicos encontrados en Calderón (muestra ZI), vistos con luz paralela.  
Vi= vidrio volcánico incoloro; Vp= vidrio volcánico pardo.



El vidrio volcánico es un material isótropo en estado fresco, muy frecuente en sedimentos, posee un bajo índice de refracción que varía desde 1,48 en los vidrios incoloros, hasta 1,56 en los vidrios pardos de composición básica.

Si bien su morfología es bastante variable, se encuentran comúnmente formas elongadas, curvadas, a veces con vesículas. Presenta fractura concoidal. Algunas de estas características pueden observarse en las microfotografías N° 10 y 11.

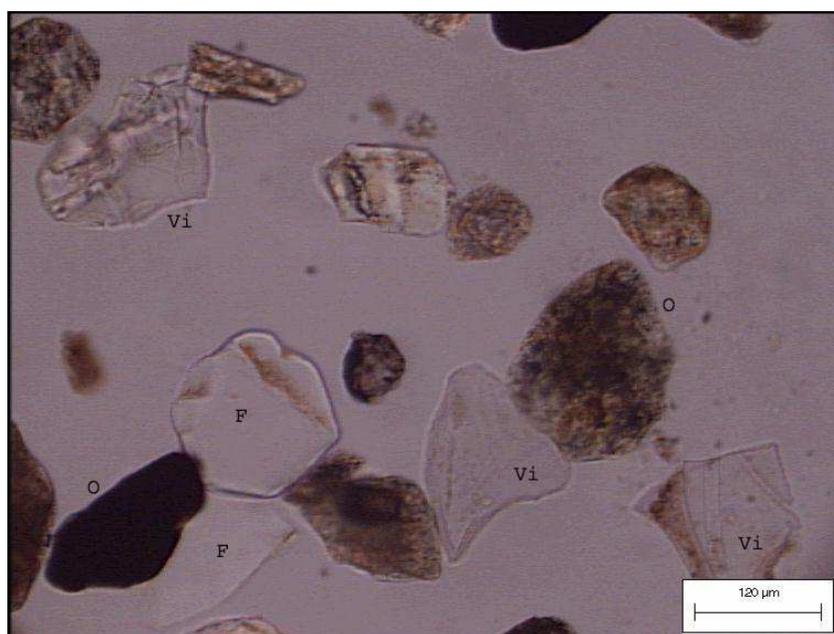
**Microfotografía N° 10:** se muestra en detalle un grano de vidrio volcánico incoloro perteneciente a la costra salina (muestra G), con luz paralela.  
Vi= vidrio volcánico incoloro; Q= cuarzo.



En la microfotografía precedente, se puede observar en detalle un grano de vidrio volcánico incoloro, en estado fresco, es decir que no presenta ningún rasgo de alteración superficial. De todas las propiedades mencionadas, se puede apreciar la típica fractura concoidal que presenta esta especie litológica, como así también su muy bajo relieve, debido a que posee un índice de refracción ( $n=1,48$ ) menor al del aceite de cedro ( $n=1,51$ ) utilizado como líquido de inmersión.

**Microfotografía N° 11:** se presentan algunas de las variaciones encontradas en la morfología externa del vidrio volcánico incoloro en Calderón (muestra ZI), luz paralela.

F= feldespato; Vi= vidrio volcánico incoloro; O= otros minerales.



En la microfotografía precedente, se pueden observar tres granos de vidrio volcánico incoloro (Vi), que presentan diferencias no sólo en cuanto a su morfología externa, sino también en relación a los rasgos de alteración superficial, los cuales serán descritos en detalle oportunamente (pág.119 y 127).

A continuación, en la tabla N° 20, se presenta el valor medio porcentual obtenido en cada ambiente geoquímico que conforma la toposecuencia denominada Calderón, luego del recuento de los granos sueltos de la fracción arena media, previa identificación de los minerales correspondientes.

Los datos de origen de esta variable se presentan en el Anexo, pág. 14.

**Tabla N° 20:** contenidos porcentuales medios de los minerales identificados en Calderón.

<b>Mineral /Ambiente</b>	<b>Zonal n=3</b>	<b>Borde n=2</b>	<b>Centro (0-2) n=3</b>	<b>Centro(2-10) n=3</b>
<b>Cuarzo</b>	26,0 *bc	31,0 c	12,4 a	16,7 ab
<b>Vidrio volcánico incoloro</b>	7,4 a	10,6 a	39,2 b	32,9 b
<b>Vidrio volcánico pardo</b>	17,1 <sup>(1)</sup>	23,4	22,9	13,5
<b>Feldespatos</b>	9,8 <sup>(2)</sup>	13,6	9,2	11,5

\*: medias en fila seguidas de distinta letra difieren por test de Bonferoni con  $p < 0.05$ .

(1):  $pA > 0,71$ ; (2):  $pA > 0,83$ .

En la tabla anterior, se observa una mayor abundancia de los componentes vítreos más livianos principalmente vidrios volcánicos incoloros hacia el centro de la cubeta, como consecuencia del transporte que sufren, junto al escurrimiento de agua, desde los suelos circundantes más elevados, encontrándose los máximos contenidos en los ambientes geoquímicos del interior de la depresión con respecto a los ambientes externos ( $p < 0.05$ ).

De manera inversa, la mayor abundancia de cuarzo se presenta en los suelos del borde de la depresión, obteniendo diferencias significativas con respecto a los ambientes del interior de la depresión, también se encontraron diferencias significativas entre los suelos zonales y la costra salina en el contenido medio de esta especie mineral ( $p < 0.05$ ).

La selección observada en los materiales sedimentarios es debido a que el vidrio volcánico es más liviano (por su porosidad), y de esta manera es transportado más fácilmente al centro de la cubeta. Mientras que el cuarzo al mantenerse, aumenta proporcionalmente su participación en el sedimento correspondiente al borde de la depresión. Estas observaciones se corresponden con los resultados obtenidos a partir de las determinaciones físicas, ya discutidos.

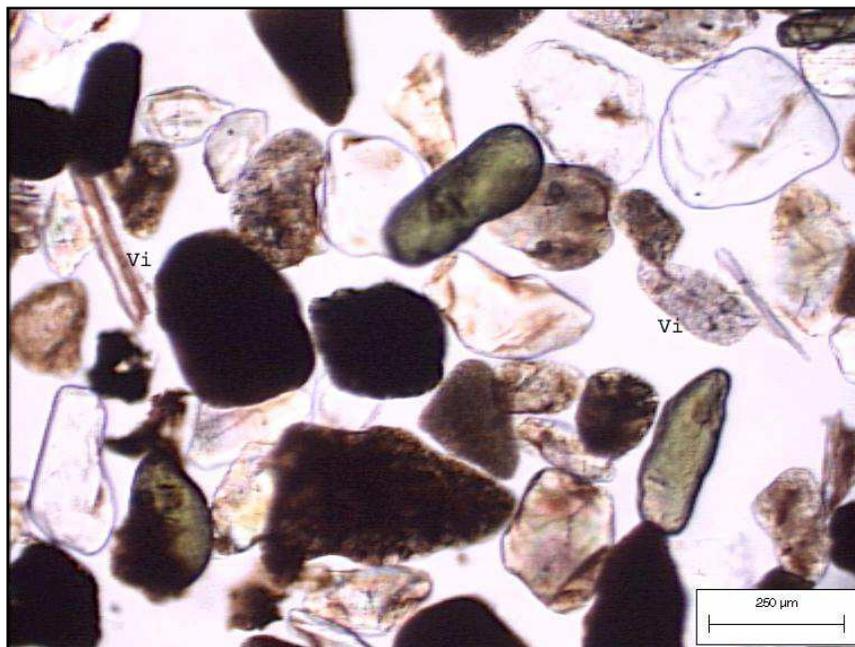
De la tabla, se destaca además que no se encontraron diferencias significativas en los contenidos de vidrio volcánico pardo y de feldespatos entre los diferentes ambientes geoquímicos que conforman la toposecuencia. Esto se afirma con una probabilidad mayor al 71 % y 83 % respectivamente.

Con la finalidad de reflejar las observaciones precedentes, se tomaron microfotografías globales de cada ambiente geoquímico en Calderón (Microfotografías N° 12 a 15). En las mismas, puede apreciarse a simple vista y de manera comparativa el amplio predominio de vidrio volcánico incoloro presente en las muestras del interior de la depresión, tanto en

la costra salina (microfotografía N° 14) como en subsuperficie (microfotografía N° 15), que bajo el nicol polarizador (b) se extinguen completamente.

**Microfotografía N° 12:** vista global del ambiente geoquímico correspondiente a los suelos zonales de Calderón (muestra ZIII), con luz paralela.

Vi= vidrio volcánico incoloro.

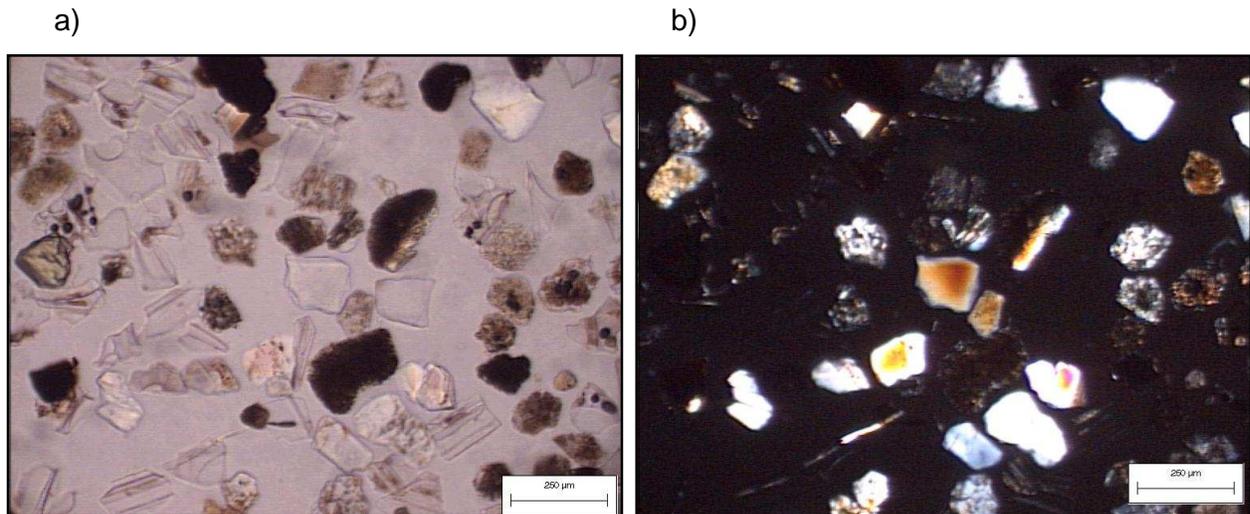


**Microfotografía N° 13:** vista global del ambiente geoquímico de los suelos de borde de Calderón (muestra N), con luz paralela.

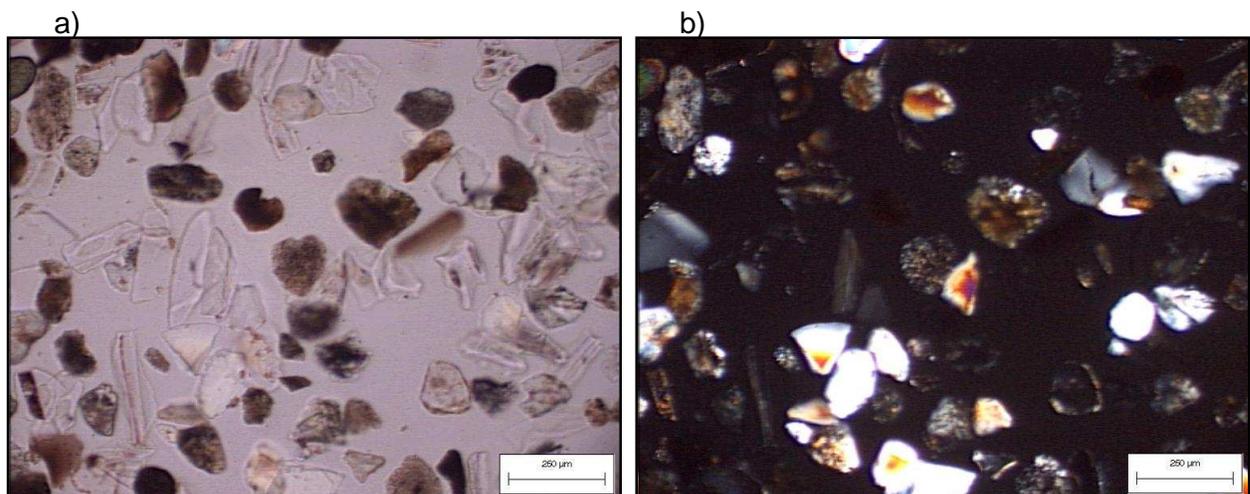
Vi= vidrio volcánico incoloro.



**Microfotografía N° 14:** vista global del ambiente geoquímico de la costra salina de Calderón (muestra I). a) sin nicol polarizador, b) con nicol polarizador.



**Microfotografía N° 15:** vista global del ambiente geoquímico de las muestras subsuperficiales del interior de la depresión (muestra I). a) sin nicol polarizador, b) con nicol polarizador.



En las microfotografías precedentes (N° 14 y 15), se presenta una vista general de los componentes líticos de la fracción 100-250 µ, si se compara en ambas fotografías sin y con nicol polarizador: a) y b) respectivamente, puede observarse que la participación del vidrio volcánico es muy importante en el interior de la depresión (el vidrio volcánico al ser isótropo aparece de color negro en la imagen de la derecha). Estas imágenes reflejan los elevados contenidos porcentuales medios de esta especie, presentados en la tabla N° 20.

## Rasgos de alteración observados

A continuación, se describirán los rasgos de alteración más destacados presentes en las especies consideradas: cuarzo, feldespatos, y ambos tipos de vidrios volcánicos, en los ambientes geoquímicos más contrastantes que conforman la toposecuencia de Calderón. Es decir, que se considerarán las expresiones de alteración, en los ambientes geoquímicos externos a la depresión (zonales y de borde) y los ambientes del interior de la misma (costra salina y muestras subsuperficiales).

De esta manera, no sólo se describirán al mayor detalle posible los rasgos de alteración, sino que además, se tomarán en cuenta los modelos de meteorización propuestos por Stoops (1979), citado en Porta et al. (2003).

Estos modelos describen los siguientes rasgos de alteración:

- Pelicular: empieza por el borde e invade gradualmente al mineral.
- Lineal irregular: sigue grietas, fisuras u otras superficies de debilidad del mineral.
- Lineal paralelo.
- Lineal cruzado.
- Bandeado paralelo, cruzado o irregular.
- Punteado.
- Complejo: combinación de diversos modelos.

Asimismo, la mayor o menor expresión de estos modelos de alteración, dependerá no sólo de las propiedades de cada mineral, como composición y estructura química, sino más aún de las características del ambiente geoquímico en el que se encuentra. De este modo, no todas las especies minerales reaccionan de la misma manera ante una misma agresividad del medio. De aquí surge, la necesidad de clasificar a cada uno de estos modelos de alteración, según el grado de desarrollo, en: **incipiente, moderado, o avanzado.**

En este sentido, cabe destacar que debido a las características intrínsecas del cuarzo, en parte ya mencionadas, cuando se hace referencia al proceso que afecta a esta especie mineral, se lo denomina lixiviación. Debido a que los mecanismos de disolución, constituyen una gama de fenómenos superficiales que implican hidratación, sin que se produzca una transformación química apreciable en esta especie mineral.

## **Ambientes geoquímicos externos a la depresión (zonales y de borde)**

### **Cuarzo.**

De manera general, en cuanto a la morfología externa, se encuentran, en ambos ambientes (zonales y borde), granos de cuarzo subredondeados y en menor abundancia subangulares.

En estos ambientes, esta especie mineral presenta fundamentalmente superficies límpidas, sin ningún rasgo de lixiviación.

No obstante, en referencia a los modelos propuestos por Stoops (1979), se han observado algunos granos con rasgos de tipo punteado muy tenue y pelicular irregular (sobre pequeñas cavidades de la superficie mineral). Por lo tanto, el grado de desarrollo sería incipiente.

En la microfotografía N° 16, se pueden observar dos granos de cuarzo que presentan variaciones en cuanto a la morfología externa y a los rasgos de lixiviación ya mencionados. El cuarzo ubicado en el centro inferior de la imagen, es más pequeño, coloreado, subredondeado y además presenta una alteración de tipo pelicular incipiente, que le da un aspecto anubarrado a la superficie del grano mineral. Mientras que el cuarzo ubicado en el centro derecho de la imagen, presenta menor coloración, forma subangular y como signo de alteración puede observarse un punteado muy tenue, principalmente en los bordes.

También se puede apreciar en esta microfotografía, la coexistencia de un vidrio volcánico incoloro fresco, sin ningún rasgo de alteración (izquierda), acompañado de otro vidrio que presenta una notable alteración de tipo bandeado irregular (centro), y un grano de feldespatos (centro inferior), que presenta una alteración de tipo pelicular muy suave, que resalta el clivaje característico de esta especie mineral.

**Microfotografía N° 16:** granos sueltos pertenecientes a la muestra A de la fracción arena media, vistos con luz paralela.

Vi: vidrio volcánico incoloro; Q: cuarzo; F: feldespato; O: otro mineral.



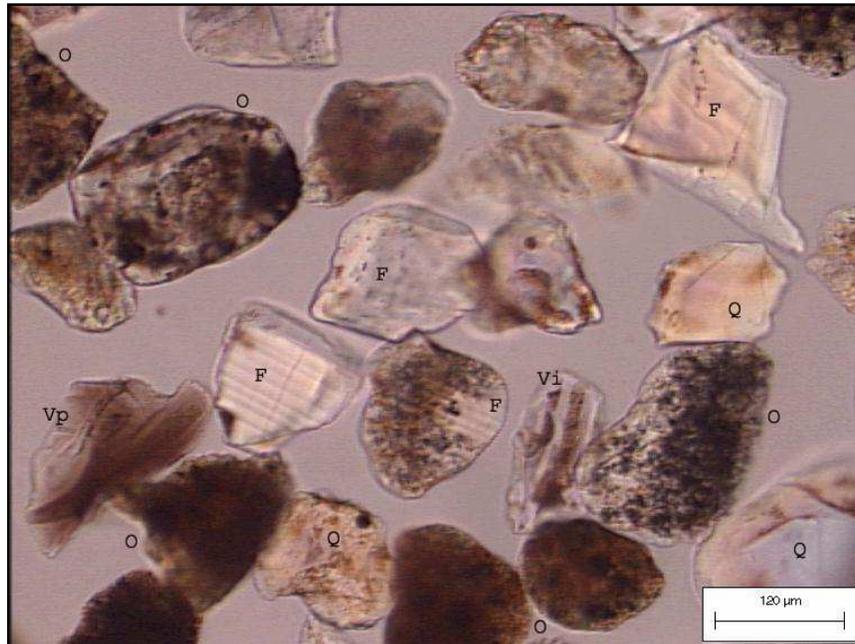
### **Feldespatos.**

En los ambientes geoquímicos externos a la depresión para esta especie mineral, no se encontraron signos de alteración evidentes. Si bien, en algunos casos puntuales, la alteración es escasa, de tipo pelicular, por lo que solo sería incipiente.

En la microfotografía N° 17, se presenta una vista general de una muestra correspondiente al borde de la depresión, donde se destacan las diversas morfologías externas que presentan los feldespatos.

**Microfotografía N° 17:** granos sueltos de la fracción arena media pertenecientes al borde de la depresión (muestra N), vistos con luz paralela.

Q: cuarzo; F: feldespato; Vi: vidrio volcánico incoloro; Vp: vidrio volcánico pardo; O: otro mineral.



En la imagen precedente, se puede observar la diversidad que presenta esta especie en cuanto a la morfología externa, encontrando bordes euhedrales y subhedrales, si bien en todos los casos el clivaje es muy notorio.

También se puede apreciar que de manera general, la superficie de los granos de feldespatos son claras y límpidas no encontrando rasgos de alteración destacables. No obstante, se observa un feldespato ubicado en el centro abajo, que presenta en superficie un revestimiento argilizado, con un grado de desarrollo incipiente.

Respecto a las restantes especies minerales que aparecen en la imagen, encontramos que el cuarzo presenta superficie límpidas (centro derecha, e inferior derecha) y signos de alteración de tipo pelicular (centro inferior), con un grado de desarrollo incipiente. El vidrio volcánico incoloro (centro) presenta en superficie rasgos de tipo lineal, con canalículos argilizados de desarrollo incipiente, mientras que el vidrio volcánico pardo (izquierda) presenta en superficie signos de alteración de tipo pelicular.

### Vidrio volcánico incoloro

De todas las especies consideradas, los fragmentos vítreos incoloros son los que presentaron mayor variabilidad a lo largo de la toposecuencia, no sólo en cuanto a la morfología externa, sino también en lo referente a los rasgos de alteración.

En estos ambientes geoquímicos, correspondientes a los suelos zonales y de borde de la depresión, hay coexistencia de clastos vítreos en estado completamente fresco, sin rasgos de alteración, conjuntamente con fragmentos vítreos que presentan signos de alteración variados, de desarrollo incipiente.

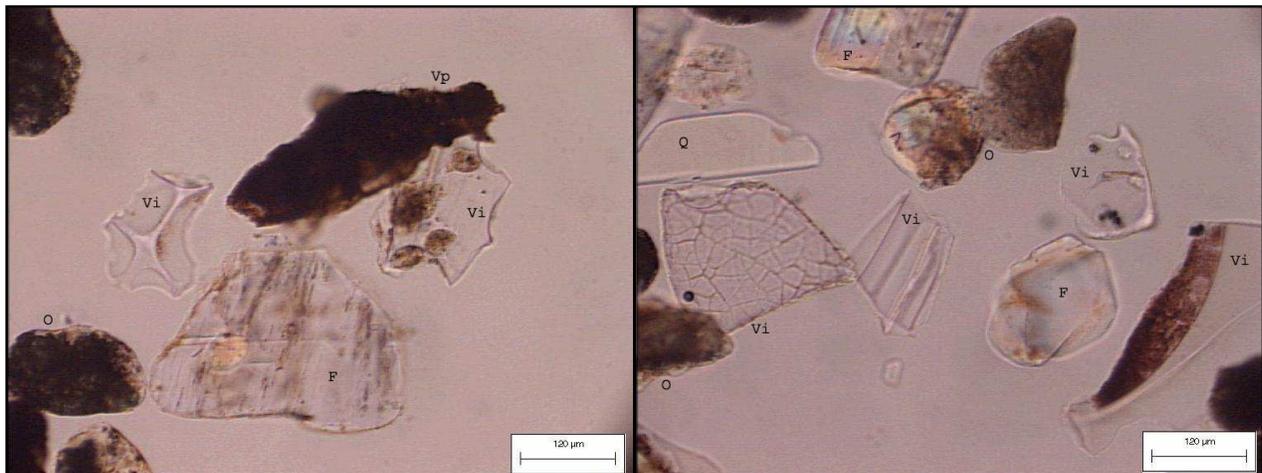
En las microfotografías N° 18 y 19, se presentan no sólo las diversas morfologías externas que presenta esta especie mineral, sino también diferentes signos de alteración, que en todos los casos clasifica como incipiente.

**Microfotografía N° 18:** rasgos de alteración y morfologías externas de vidrios volcánicos incoloros presentes en: a) muestra ZIII; b) muestra N; con luz paralela.

Vi: vidrio volcánico incoloro; Vp: vidrio volcánico pardo; Q: cuarzo; F: feldespato; O: otro mineral.

a)

b)



En las imágenes precedentes, se pueden observar fragmentos vítreos en estado fresco, con superficies límpidas y en general no argilizadas.

En la microfotografía a) se observan dos clastos vítreos incoloros, planos, sin rasgos de alteración en superficie, además el de la izquierda presenta planos de fractura muy notorios, de tipo concoidal, mientras que el de la derecha posee vesículas argilizadas. También se observa un feldespato (centro inferior) con escasa alteración superficial de tipo linear, siguiendo el clivaje, que posee además una inclusión, y un fragmento de vidrio

vocánico pardo (centro superior), que presenta como rasgo de alteración un revestimiento argilizado que le proporciona una coloración más oscura.

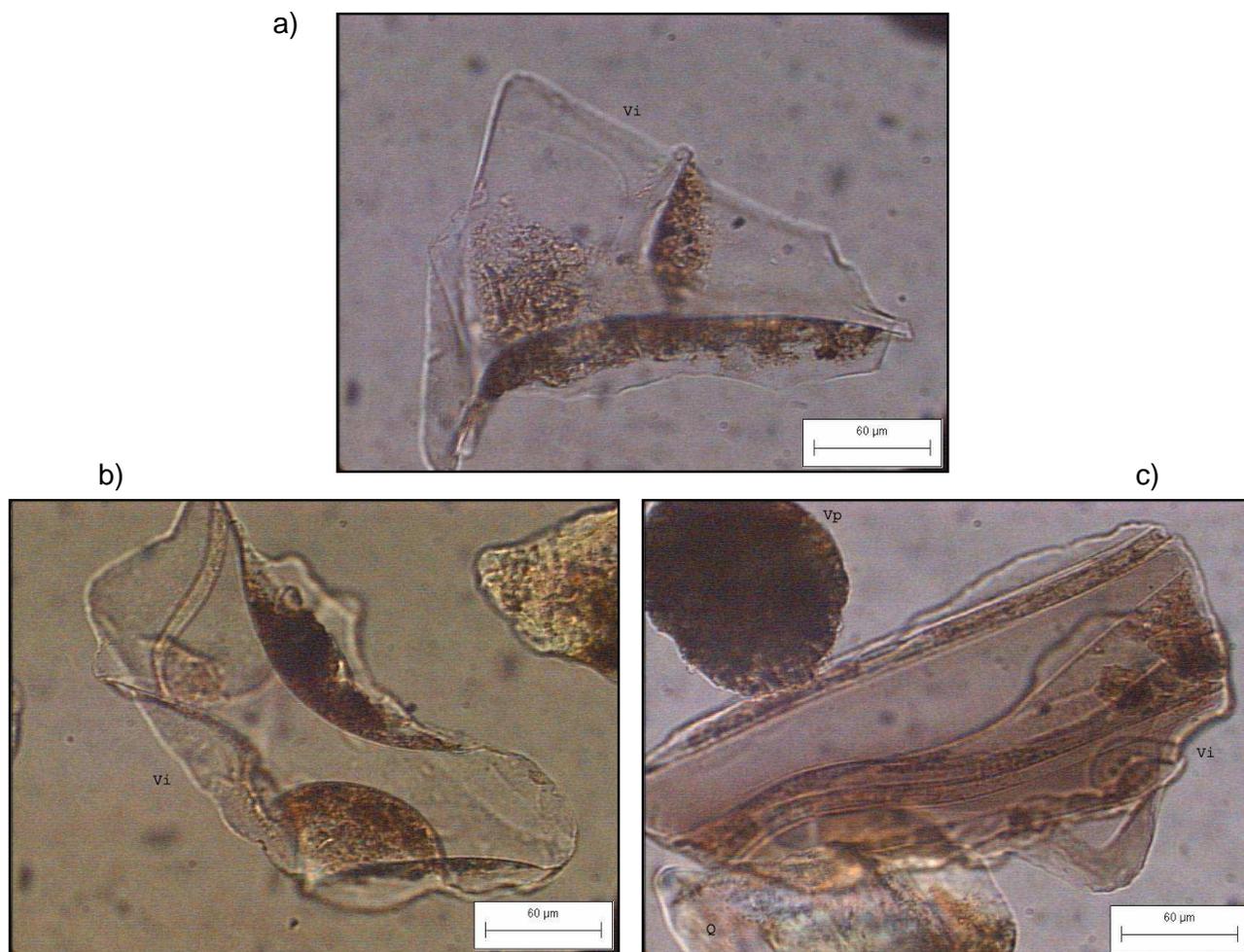
En la microfotografía b) aparecen cuatro vidrios incoloros, planos, con bordes netos, y fractura concoidal, además cada uno presenta distintos signos de alteración: finos y pequeños canalículos cruzados, concéntricos (centro izquierda); canalículos incoloros con textura fluidal (centro); microvesículas incoloras (centro derecha); canalículo de textura fluidal argilizado (derecha). También se observan aquí, dos feldespatos y un cuarzo con bordes netos, superficies límpidas y sin rasgos de alteración notorios.

A continuación, en la microfotografía N° 19, se pueden observar en detalle algunos rasgos de alteración de tipo complejo, con grado de desarrollo incipiente, en vidrios volcánicos incoloros encontrados en muestras de arena media (100-250  $\mu$ ) pertenecientes a una muestra del borde de la depresión.

En a) y b) se aprecian fragmentos vítreos incoloros planos, que poseen bordes netos, y fractura concoidal, mientras que en c) los bordes se muestran suavemente carcomidos, además presentan signos de alteración de tipo: a) pelicular muy tenue en superficie, junto con un canalículo de textura fluidal argilizado; b) planos de fractura argilizados y un pequeño canalículo con argilización muy somera; c) pelicular y variados canalículos de textura fluidal argilizados.

**Microfotografía N° 19:** detalle de rasgos de alteración incipiente, en vidrios volcánicos incoloros presentes en la fracción arena media (muestra A), con luz paralela.

Vi: vidrio volcánico incoloro; Vp: vidrio volcánico pardo; Q: cuarzo.



### **Vidrio volcánico pardo**

Esta especie, presenta variaciones en cuanto a su morfología externa, pudiendo encontrar bordes subhedrales o anhedrales, lo más frecuente de observar son fragmentos planos, y compactos con formas redondeadas.

En algunos casos, debido a su intenso color, se dificulta la apreciación de los rasgos de alteración, generalmente de tipo pelicular con grado de desarrollo incipiente, que aparece como anubarramientos en la superficie de la partícula.

Algunas de estas características se pueden observar en las microfotografías N° 7 y 9, como así también en la microfotografía N° 18 a).

## **Ambientes geoquímicos internos de la depresión**

Cabe destacar, que como característica común en estos ambientes internos de la depresión, se encuentra la coexistencia de fragmentos con rasgos de alteración visible, de diverso grado de desarrollo, conjuntamente con granos minerales frescos, sin signos aparentes de alteración. Esta característica, si bien es válida para todas las especies minerales consideradas, se observa con mayor frecuencia en las especies más livianas, como consecuencia del continuo aporte de materiales en suspensión que reciben estos ambientes geoquímicos, desde los sitios circundantes más elevados topográficamente.

### **Cuarzo**

De manera general, y como puede apreciarse en la microfotografía N° 20, esta especie mineral se encuentra bastante afectada no sólo en cuanto a la morfología externa, sino también por los signos de lixiviación producidos por el accionar del ambiente geoquímico presente en el interior de la cubeta.

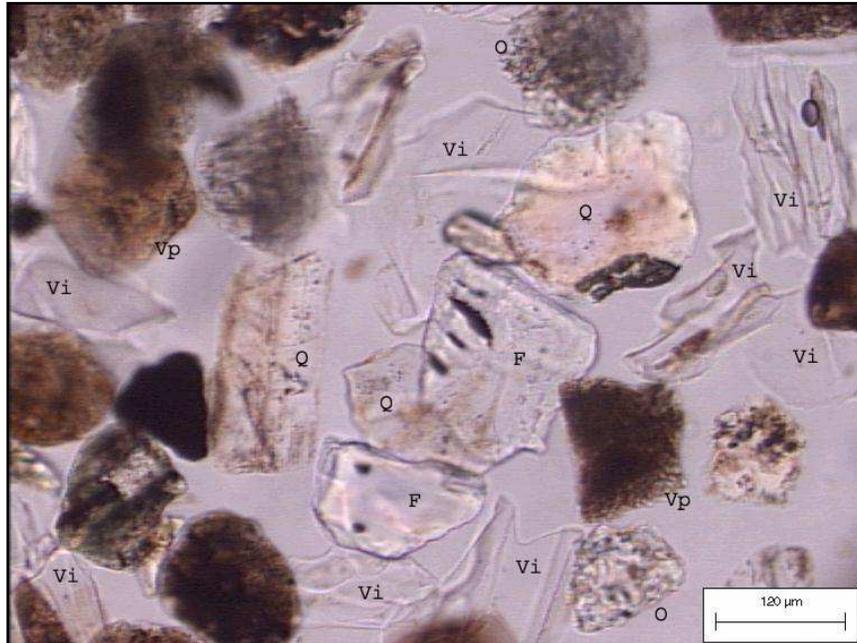
En estos ambientes geoquímicos, los granos de cuarzo se presentan predominantemente con formas anhedrales, subredondeadas, con bordes poco netos y con mediana frecuencia carcomidos.

En cuanto a los rasgos de lixiviación observados en esta especie mineral, se encuentran con mayor abundancia modelos de tipo complejo, si bien es frecuente observar rasgos de tipo pelicular irregular y punteados en superficie. Asimismo, estos modelos de lixiviación, se expresan con diferentes variaciones, en cuanto al grado de desarrollo.

Algunos de los rasgos mencionados, como así también los diversos grados de desarrollo, se presentan en detalle en las microfotografías N° 21 y 22, con la finalidad de exhibir en su totalidad las variaciones que presenta esta especie mineral.

**Microfotografía N° 20:** vista general de granos sueltos de la fracción arena media, pertenecientes a la muestra I (2-10 cm) del interior de la depresión, con luz paralela.

Vi: vidrio volcánico incoloro; Vp: vidrio volcánico pardo; Q: cuarzo; F: feldespato; O: otro mineral.



En la imagen precedente, se puede observar de manera general, la morfología externa que presentan los clastos líticos en estos ambientes geoquímicos, donde hay mayor abundancia de formas subredondeadas.

Además, principalmente en los cuarzos, se aprecian rasgos de lixiviación en superficie de tipo pelicular, como así también senos de corrosión, con variados grados de desarrollo, que evidencian las condiciones geoquímicas más drásticas de estos ambientes.

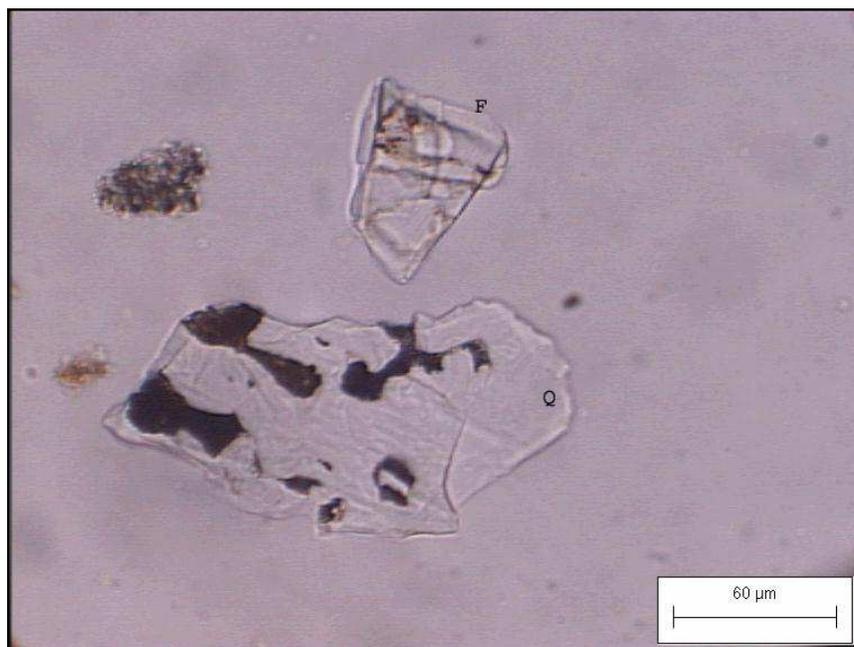
A continuación, en la microfotografía N° 21, se muestra en detalle un grano de cuarzo, que presenta marcados senos de corrosión argilizados (sectores oscurecidos), con un grado de desarrollo avanzado, y canales de caries de lixiviación (que se ven como rugosidades en la superficie del mineral). Las arcillas se encuentran adheridas a la superficie y los senos de corrosión pueden atribuirse parcialmente a esta alteración. Posiblemente ya venían con una morfología preliminar.

La presencia de estos evidentes rasgos de alteración química, nos estaría indicando que la meteorización de esta especie mineral, se produce parcialmente situ, producto del drástico accionar del ambiente geoquímico presente en el interior de la laguna Calderón.

Asumiendo que los senos de corrosión conforman puntos de debilidad, que harían que el grano de cuarzo no resistiera el transporte, es decir, que si los signos de alteración, que se observan en la imagen, se hubieran producido bajo la influencia de otro ambiente geoquímico, el grano de cuarzo se hubiera fracturado, siguiendo los puntos de debilidad, durante el transporte de estos sedimentos.

**Microfotografía N° 21:** detalle de un fragmento de cuarzo, con senos de corrosión y canales de caries de lixiviación, presente en la muestra G (2-10cm) del interior de la depresión, en Calderón (luz paralela).

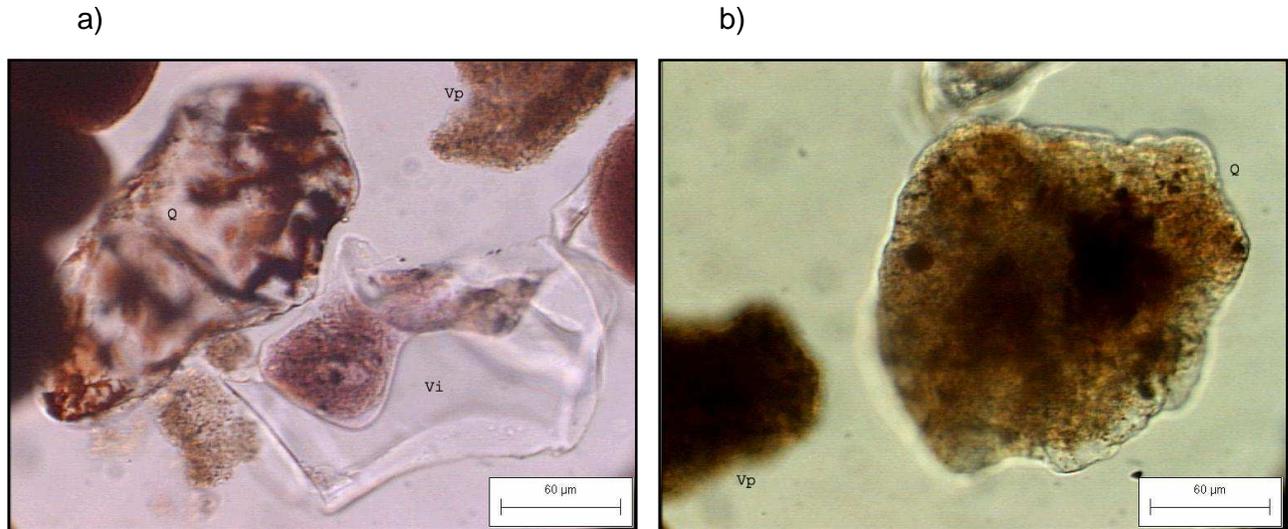
Q: cuarzo; F: feldespatos.



Asimismo, en la microfotografía N° 22, se exhiben en detalle otros modelos de alteración, con grado de desarrollo moderado, observados en esta especie mineral durante el análisis petrográfico, en los ambientes geoquímicos del interior de la depresión.

**Microfotografía N° 22:** detalle de granos de cuarzo, presentando rasgos de alteración, con grado de desarrollo moderado, encontrados en la muestra H (0-2 cm), con luz paralela.

Q: cuarzo; Vi: vidrio volcánico incoloro; Vp: vidrio volcánico pardo.



En la imagen izquierda (a) se puede observar un grano de cuarzo que presenta en cuanto a su morfología externa, bordes netos, subredondeados. Además posee en superficie un modelo de lixiviación de tipo complejo, conformado por signos de clase pelicular y con senos de corrosión. Conjuntamente, se aprecia un vidrio volcánico incoloro, que presenta argilizados los planos de fractura concoidal, como rasgo de alteración de tipo pelicular irregular, con grado de desarrollo incipiente.

En la imagen derecha (b), se aprecia un grano de cuarzo, también anhedral, pero con los bordes carcomidos, que además, presenta la superficie enturbiada por adherencias superficiales de sedimentos más finos (modelo de tipo pelicular irregular), con grado de desarrollo moderado.

### **Feldespatos.**

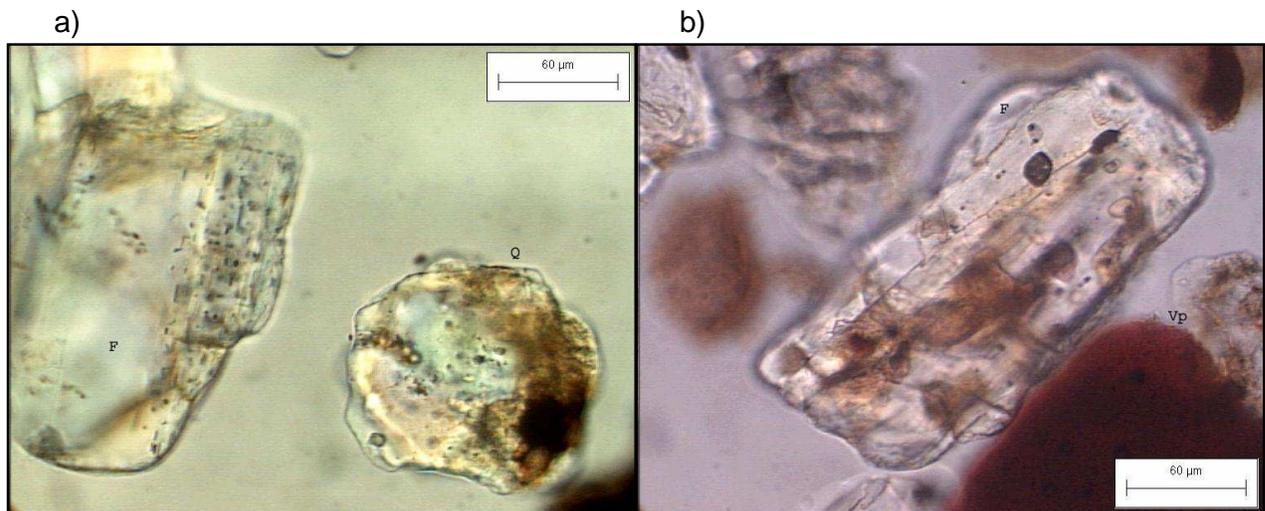
De manera general, durante el análisis petrográfico, no se observaron variaciones en cuanto a la morfología externa de los feldespatos, presentes en los ambientes del interior de la depresión.

En referencia a los modelos de alteración, se observó que esta especie mineral, a pesar de presentar en superficie algunos rasgos de alteración, éstos sólo tienen un grado de desarrollo incipiente.

A continuación, en la microfotografía N° 23, se presentan y se describen algunos de los rasgos de alteración más notorios encontrados en esta especie mineral.

**Microfotografía N° 23:** detalle de granos de feldespatos, presentando rasgos de alteración, con grado de desarrollo incipiente, pertenecientes a las muestras del interior de la depresión, con luz paralela. a) muestra H (2-10 cm); b) muestra G (0-2 cm).

F: feldespato; Q: cuarzo; Vp: vidrio volcánico pardo.



En la imagen izquierda (a), se puede apreciar comparativamente el estado general de un grano de feldespato y otro de cuarzo, encontrados en una de las muestras pertenecientes al interior de la depresión. Se observa que el feldespato posee bordes geométricos, netos, mientras que el cuarzo se presenta subredondeado, con bordes desgastados. En cuanto a los modelos de alteración se observa en el feldespato, una superficie límpida, con un leve punteado, que remarca el clivaje, mientras que el cuarzo presenta un modelo complejo de lixiviación, conformado por un suave punteado, y de tipo pelicular irregular. No obstante, en ambos casos el grado de desarrollo es considerado incipiente.

En la imagen derecha (b), se aprecia en detalle un grano de feldespato que presenta en superficie un modelo de alteración de tipo pelicular irregular, con grado de desarrollo incipiente. Además, se puede observar la presencia de inclusiones sólidas y el clivaje muy notorio.

Las observaciones, realizadas en los feldespatos pertenecientes al ambiente geoquímico del interior de la depresión, si bien se condicen con los análisis difractométricos, ya discutidos, se oponen a los resultados obtenidos por Karathanasis (1987); Morrás (1995); Amundson y Lund (1985).

Bajo las condiciones de estudio, no se encontraron evidencias claras de alteración en esta especie mineral, ya que por difracción de rayos X, no se encontraron diferencias semicuantitativas en los contenidos de esta especie a lo largo de la transecta, ni los productos de neoformación. Como tampoco se hallaron indicios fehacientes de alteración luego de la observación directa de granos sueltos bajo el microscopio de polarización.

Por lo dicho, se sostiene que la alteración presente en los feldespatos, sólo sería incipiente. Asimismo, esto nos indica que los procesos de alteración no se ven catalizados por el accionar del ambiente geoquímico del interior de la depresión para esta especie mineral.

Estas observaciones se condicen con las realizadas por Mitchell, et al. (1964); Cortes y Franzmeier (1972); Berner y Holdren (1979).

### **Vidrio volcánico incoloro.**

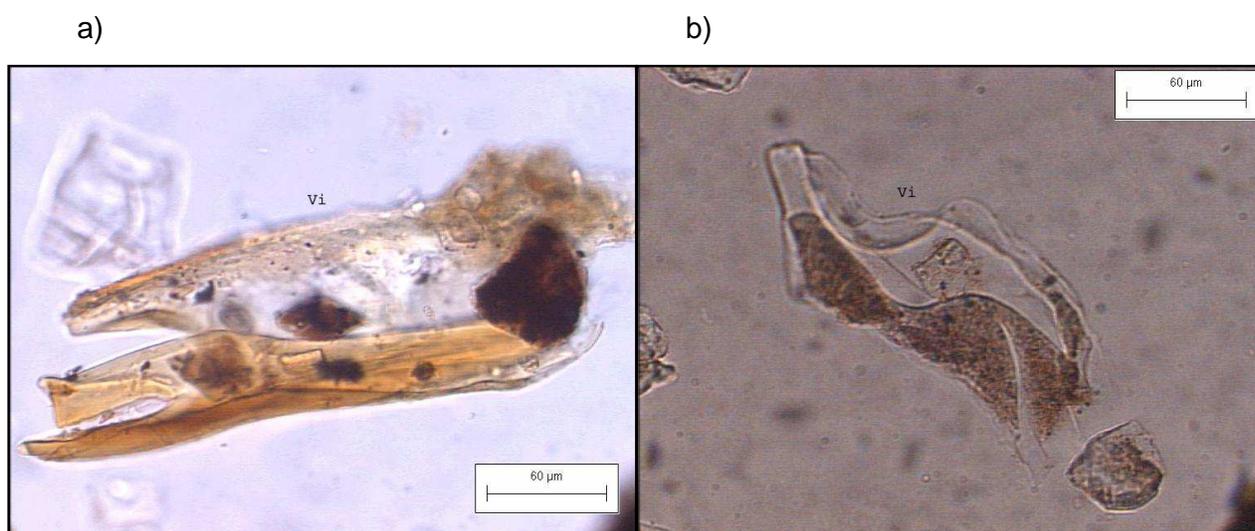
Esta especie presenta, en estos ambientes geoquímicos del interior de la depresión, muy variados rasgos de alteración, que poseen además, diversos grados de desarrollo.

No obstante, se observa un amplio predominio de fragmentos vítreos incoloros en avanzado estado de desvitrificación, que poseen un modelo de alteración de tipo complejo, conformado con mayor frecuencia, por rasgos de tipo pelicular sobre los planos de fractura, canalículos de textura fluidal argilizados, y canalículos incoloros con textura fluidal.

Asimismo, estos rasgos de alteración más frecuentes de observar, en las muestras del interior de la depresión, se presentan con un grado de desarrollo avanzado.

En la microfotografía N° 24 se presentan en detalle algunos de los rasgos de alteración mencionados, con la finalidad de exhibir las variaciones encontradas en esta especie litológica, durante el análisis petrográfico.

**Microfotografía N° 24:** vidrios volcánicos incoloros con diversos grados de desarrollo, observados en las muestras del interior de la depresión, con luz paralela.  
a) muestra G (0-2 cm); b) muestra G (2-10 cm).



En las imágenes precedentes, se aprecian fragmentos vítreos incoloros planos, que presentan una evidente fractura concoidal, y bordes difusos, carcomidos.

En la imagen izquierda (a), se observa un vidrio volcánico incoloro que presenta un modelo de alteración complejo, conformado por rasgos de tipo pelicular irregular, y canalículos de textura fluidal argilizados, con un avanzado grado de desarrollo. Mientras que en la imagen derecha (b), el fragmento vítreo incoloro posee un modelo de alteración de tipo lineal, presentando evidentes canalículos de textura fluidal argilizados, con un grado de desarrollo moderado.

### **Vidrio volcánico pardo**

De manera general, en estos ambientes geoquímicos del interior de la depresión, esta especie posee en cuanto a su morfología externa, formas planas, subhedrales, fuertemente coloreadas, con bordes netos, y presentando la típica fractura concoidal.

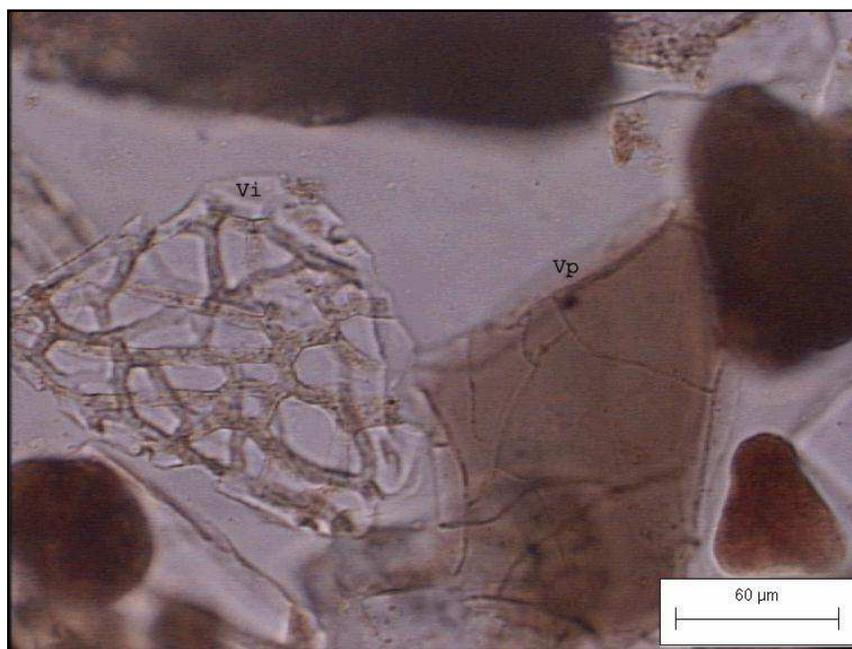
Como se mencionó anteriormente, la intensa coloración que presentan los clastos vítreos pardos, no siempre permite visualizar de forma clara los rasgos de alteración que se observan como anubarramientos en la superficie de los clastos.

No obstante, se observaron principalmente rasgos de tipo pelicular, y canalículos de textura fluidal argilizados, con un grado de desarrollo incipiente.

En la microfotografía N° 25, se presentan en forma conjunta los dos tipos de vidrios encontrados en estos ambientes geoquímicos, durante el análisis petrográfico. En la misma, se observan en detalle dos vidrios volcánicos planos, uno incoloro (izquierda) y otro pardo (derecha), que presentan forma subhedral, bordes difusos, y fractura concoidal. Además, en ambos fragmentos vítreos se aprecian como rasgo de alteración canalículos argilizados cruzados y concéntricos, con un grado de desarrollo incipiente.

**Microfotografía N° 25:** fragmentos vítreos (incoloro y pardo) presentando rasgos de alteración, de grado de desarrollo incipiente, pertenecientes a la muestra I (0-2 cm) del interior de la depresión (luz paralela).

Vp: vidrio volcánico pardo; Vi: vidrio volcánico incoloro.



A manera de resumen y de acuerdo con las descripciones realizadas durante el análisis petrográfico, se advierte que las especies clásticas consideradas: cuarzo, feldespato, vidrio volcánico incoloro y pardo en la fracción arena media (100-250  $\mu$ ), presentaron importantes variaciones desde el punto de vista cualitativo, teniendo en cuenta no sólo la morfología externa, sino también las expresiones de alteración, a lo largo de la transecta trazada en Calderón.

Asimismo, en todos los ambientes geoquímicos considerados (zonales, de borde e internos de la depresión), e independientemente de la especie lítica considerada, se observó la coexistencia de clastos con superficies límpidas, de aspecto fresco, conjuntamente con la presencia de variados signos de alteración y grados de desarrollo.

De esta manera, en los ambientes geoquímicos externos a la depresión (zonales y de borde), las expresiones de alteración encontradas en todas las especies líticas consideradas fueron clasificadas con un grado de desarrollo incipiente. No obstante, en los minerales: cuarzo y feldespato, la frecuencia de observación de los rasgos de alteración fue menor, limitándose más bien a casos puntuales, mientras que en los vidrios volcánicos (incolores y pardos) los signos de alteración tienen una mayor frecuencia.

En los ambientes geoquímicos del interior de la depresión, las expresiones de alteración presentaron diferentes grados de desarrollo dependiendo de la especie lítica considerada. De esta manera, se encuentran clasificadas con grado de desarrollo incipiente: feldespato y vidrio volcánico pardo, moderado: cuarzo, y avanzado: vidrio volcánico incoloro.

A partir de los minerales índices de Marshall, citado por Scheffer/Schachtschabel (1984), surge el índice de meteorización, que puede calcularse, a partir de la relación entre los contenidos porcentuales de los minerales más estables y los más fácilmente meteorizables. De esta manera, se establece el grado de meteorización presente en la fracción arena media, calculando el mencionado índice, donde intervienen el cuarzo y el feldespato:

$$\text{Índice Cuarzo/Feldespato} = \frac{\text{suma de cuarzo (\%)}}{\text{suma de Feldespato (\%)}}$$

Sin embargo, en las condiciones de estudio, y durante el conteo de granos, se observó que el mineral que presentó una mayor alteración fue el vidrio volcánico incoloro. Debido a esto, se calculó el índice de meteorización considerando al vidrio volcánico incoloro como la especie más fácilmente meteorizable. Estos resultados se presentan en la tabla N° 21.

**Tabla N° 21:** valores medios del índice de meteorización, considerando como la especie más fácilmente alterable: el feldespato (**I c/f**) y el vidrio volcánico incoloro (**I c/vi**).

Sitios	Zonal n=3	Borde n=2	Costra n=3	Centro(2-10) n=3
<b>I c/f</b>	2,5 <sup>(1)</sup>	8,7	1,6	1,5
<b>I c/vi</b>	3,5 *a	3,0 a	0,3 b	0,5 b

\*: medias en fila seguidas de distinta letra difieren por test de Bonferoni con  $p < 0.01$

(1):  $p > 0,25$ .

Como se observa en la tabla precedente, considerando a los feldspatos como los minerales más fácilmente alterables, no se encuentran diferencias significativas en el grado de meteorización, entre los distintos ambientes geoquímicos ( $p > 25 \%$ ).

Contrariamente, se encontraron diferencias altamente significativas en el índice de meteorización cuando se consideró al vidrio volcánico incoloro como el mineral más fácilmente alterable, encontrando los menores valores en los ambientes pertenecientes al interior de la depresión respecto a los ambientes exteriores a la misma ( $p < 0.01$ ).

Estos resultados estarían ratificando los resultados obtenidos, no sólo en la mineralogía de arenas, a partir del recuento de granos, sino también los análisis mineralógicos de la fracción arcilla, por medio de la difracción de rayos X, donde la especie mineral que se ve más afectada por el ambiente geoquímico presente en el interior de la depresión, y su accionar es el vidrio volcánico incoloro.

Teniendo en cuenta sólo los resultados obtenidos a partir de las determinaciones mineralógicas de la fracción arena media (100-250  $\mu$ ), se llegó a las siguientes **conclusiones parciales:**

➤ Desde el punto de vista cuantitativo, se encontraron diferentes contenidos medios a lo largo de la toposecuencia en algunas de las especies líticas consideradas. Encontrando contenidos mínimos de vidrio volcánico incoloro y máximos de cuarzo en los ambientes externos (bordes y zonales) respecto de los ambientes geoquímicos del interior de la depresión. Mientras que los contenidos medios de feldespato y vidrio volcánico pardo permanecen invariables a lo largo de la transecta.

➤ Desde el punto de vista cualitativo, las especies clásicas consideradas presentaron importantes variaciones a lo largo de la toposecuencia, teniendo en cuenta no sólo la morfología externa, sino también las expresiones de alteración y el grado de desarrollo de las mismas.

➤ En todos los ambientes geoquímicos, e independientemente de la especie lítica considerada, se observa la coexistencia de clastos de aspecto fresco, con superficies límpidas, conjuntamente con la presencia de variados signos de alteración y grados de desarrollo. Sin embargo, estas variaciones son más evidentes en los ambientes del interior de la depresión.

➤ Las expresiones de alteración observadas en todas las especies líticas bajo los ambientes externos a la depresión, poseen un grado de desarrollo incipiente, siendo más frecuentes en los vidrios volcánicos (incolores y pardos), y casos puntuales en cuarzo y feldespato.

➤ En los ambientes geoquímicos del interior de la depresión las expresiones de alteración presentaron diversos grados de desarrollo dependiendo de la especie lítica. Se encuentran clasificadas con grado de desarrollo incipiente: feldespato y vidrio volcánico pardo, moderado: cuarzo, y avanzado: vidrio volcánico incoloro.

➤ El índice de meteorización (I c/f), calculado considerando a los feldespatos como los minerales más fácilmente alterables, se presenta invariable a lo largo de la toposecuencia.

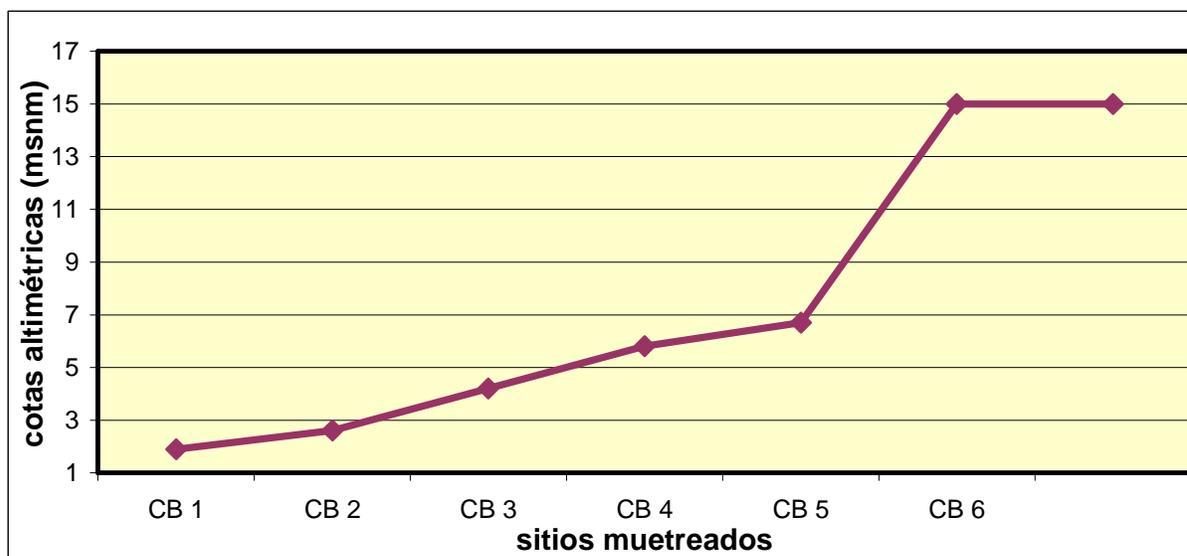
➤ El índice de meteorización ( $I_{c/vi}$ ), calculado considerando a los vidrios volcánicos incoloros como la especie más fácilmente alterable, presenta menores valores en los ambientes del interior de la depresión con respecto a los ambientes geoquímicos externos a la misma (zonales y borde).

## Ambiente marino

En la figura N° 16 se puede observar un corte transversal esquemático de la toposecuencia estudiada en Cabeza de Buey. En la escala vertical están representadas las cotas altimétricas de los puntos muestreados.

La transecta diseñada comprende, desde la costa hacia el continente, la planicie marina actual (puntos 1 y 2), la planicie marina antigua (puntos 3, 4 y 5) y el ambiente continental (punto 6). La misma posee una distancia longitudinal de aproximadamente 15000 metros.

**Figura N° 16:** Corte esquemático del ambiente marino en Cabeza de Buey.



A continuación en la fotografías N° 5, 6 y 7, puede observarse en detalle las particularidades encontradas en cada sitio de estudio, a lo largo de la transecta. En las mismas se aprecia que el desarrollo de comunidades vegetales halófilas y xerófilas se encuentran estrechamente vinculadas con las variaciones edáficas y geomorfológicas. Algunas de estas características fueron oportunamente descritas, en la pág. 23.

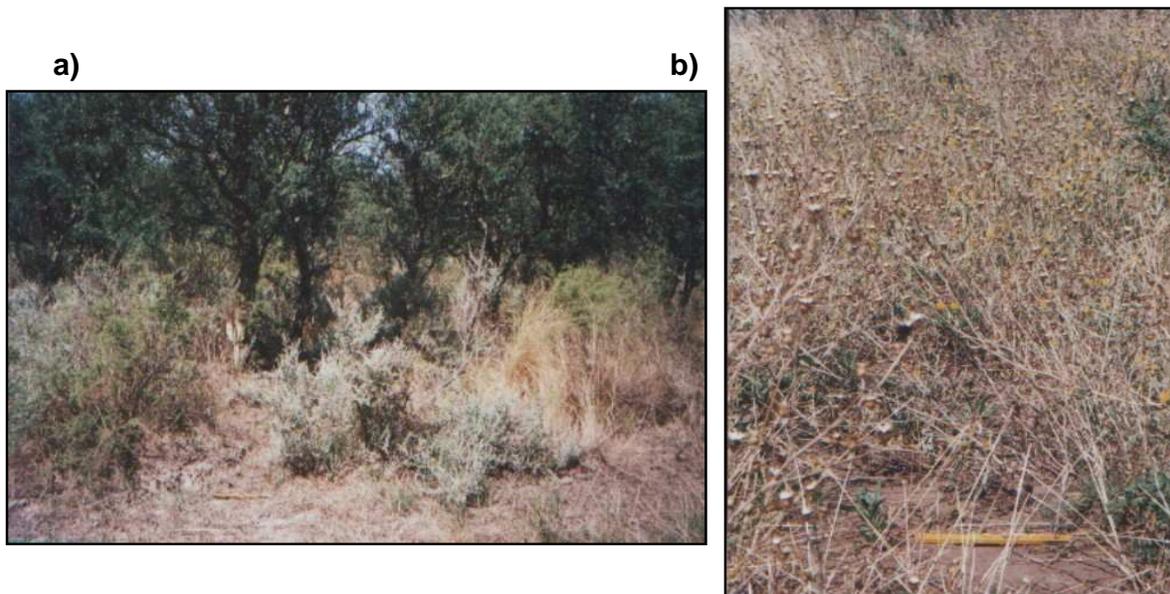
**Foto N° 5:** vista de las estaciones de muestreo: CB 1 (izquierda) y CB 5 (derecha), que presentan un elevado contenido salino ( $CE > 75$  dS/m).



**Foto N° 6:** vista de las estaciones de muestreo que presentan un intermedio contenido salino ( $CE = 10-75$  dS/m): **a)** CB 2; **b)** CB 4; **c)** detalle de CB 4.



**Foto N° 7:** vista de las estaciones de muestreo que presenta un bajo contenido salino (CE < 10 dS/m): **a)** CB 3; **b)** CB 6.



Dentro de este ambiente, se encuentra desarrollada una notable costra salina superficial en los puntos CB 1 y CB 5 que presentan un elevado contenido salino y escasa vegetación (foto N° 5), como también en el punto CB 2 ubicado en el sector distal de la planicie marina actual (foto N° 6-a).

### Determinaciones físicas

En la tabla N° 22, se presenta la composición granulométrica media de los suelos, agrupados de acuerdo al nivel de salinidad, considerando las dos profundidades de muestreo (0-2 y 2-10 cm). Los datos de origen de esta variable se presentan en el Anexo, página 15.

**Tabla N° 22:** análisis granulométrico medio obtenido a las dos profundidades consideradas (0-2 y 2-10 cm), en los grupos de suelos de acuerdo al nivel de salinidad presente en Cabeza de Buey.

Fracción	Alto		Intermedio		Bajo
	0-2 cm	2-10 cm	0-2 cm	2-10 cm	0-10 cm
< 2 $\mu$	12,3	19,6	12,7	18,5	6,5
2 - 6 $\mu$	9,0	11,6	11,0	12,9	4,9
6 - 20 $\mu$	24,6	22,6	23,0	18,2	9,7
20 - 50 $\mu$	31,5	30,2	29,0	24,3	15,8
50 - 100 $\mu$	15,2	11,7	10,9	12,5	16,5
100 - 250 $\mu$	4,1	3,1	8,1	7,8	37,2
> 250 $\mu$	0,4	0,3	1,9	0,4	4,3
<b>TOTAL(%)</b>	97,1	99,1	96,6	94,6	94,8

De manera general en la tabla precedente, se advierte que la clase textural predominante a lo largo de la transecta es franco-limosa.

Los suelos con moderado y elevado contenido de sales presentan como característica común un elevado porcentaje de limo, siendo el limo grueso la subfracción predominante en todos los casos. Mientras que los suelos que presentan una baja salinidad poseen una textura arenosa-franca, con predominio de la subfracción arena media.

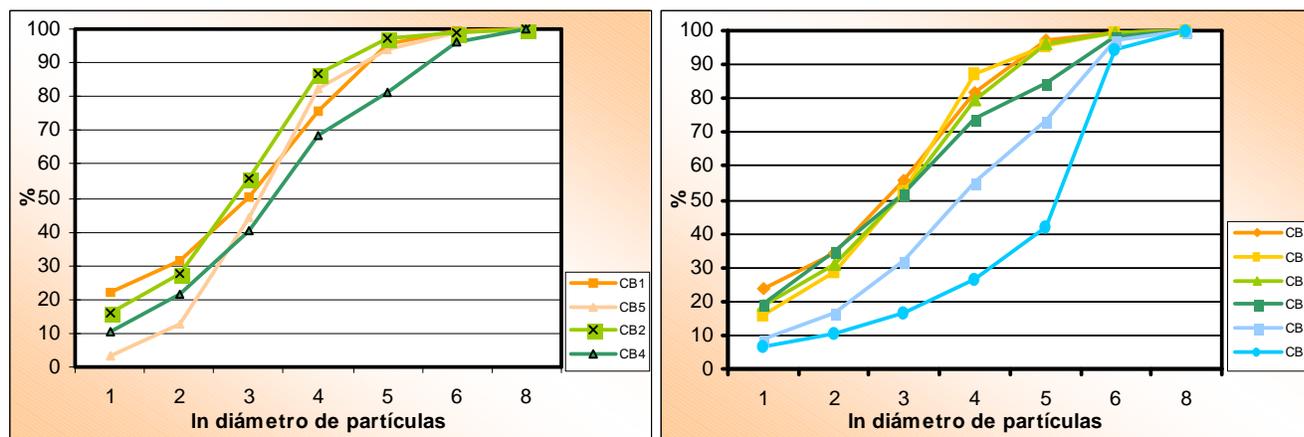
En los suelos con elevada y moderada concentración de sales se presentan menores contenidos de arcilla en las muestras superficiales respecto de las subsuperficiales.

En referencia a las fracciones de arena obtenidas, se observa que los suelos con elevada y moderada salinidad, presentan predominio en el contenido medio de arena fina (50-100  $\mu$ ) en las dos profundidades consideradas, mientras que en los suelos con baja salinidad predomina la arena media (100-250  $\mu$ ).

En la figura N° 17, se presentan las curvas de distribución de tamaño de partículas de todos los suelos, con la finalidad de establecer la homogeneidad textural en cada uno de los ambientes geoquímicos considerados a lo largo de la transecta. Donde, en la escala

vertical se presenta el porcentaje acumulativo, en función del logaritmo natural (ln) del tamaño de las partículas.

**Figura N° 17:** curvas de distribución de tamaño de partículas en suelos de: a) costra salina (0-2 cm), y b) muestras subsuperficiales (2-10 cm) pertenecientes a los ambientes geoquímicos considerados.



En las figuras precedentes, se aprecia de manera general, que en las dos profundidades consideradas (0-2 y 2-10 cm), las distribuciones son homogéneas dentro de cada ambiente geoquímico, y en consecuencia tienden a superponerse. En este sentido, también se observa que en los suelos con elevada (naranja) y moderada (verde) salinidad presentan mayores semejanzas en las tendencias de las curvas, respecto de los suelos con baja salinidad (celeste).

Las curvas correspondientes a los suelos con elevada y moderada salinidad, si bien presentan formas semejantes dentro de cada grupo, en la costra salina no se presentan tan superpuestas como en las muestras subsuperficiales.

Entre las muestras subsuperficiales (figura derecha), claramente se advierte que las curvas de los suelos que presentan un bajo contenido salino, no sólo se separan, sino que también presentan tendencias o formas de las curvas diferentes de las restantes. Estas observaciones ponen en evidencia los resultados del análisis granulométrico ya comentados.

Con el objeto de caracterizar la homogeneidad en sentido vertical de los materiales que componen las planicies marinas, se presenta en la tabla N° 23 a), la relación arena media/ fracción > 6  $\mu$ .

Debido a que en este ambiente no se encontraron diferencias en la mencionada relación a lo largo de la toposecuencia trazada, en la tabla N° 23 b), se presenta una

segunda relación donde intervienen los materiales más finos, tal como lo propone Schlichting et al. (1995), conformada por las fracciones arcilla/ limo grueso, en todos los puntos, muestreados a las dos profundidades consideradas, que conforman la transecta.

**Tabla Nº 23- a):** relación arena media/ fracción > 6  $\mu$  obtenida en los suelos agrupados de acuerdo al nivel de salinidad, en las dos profundidades consideradas.

arena media/ fracción > 6 $\mu$ (100-250 $\mu$ > 6 $\mu$ )				
Nivel de salinidad				
Profundidad (cm)	Alto		Moderado	
	CB1	CB5	CB2	CB4
0-2	0,06	0,05	0,02	0,19
2-10	0,04	0,05	0,04	0,21

**b)** relación arcilla/ limo grueso obtenida en los suelos agrupados de acuerdo al nivel de salinidad, en las dos profundidades consideradas.

arcilla/ limo grueso (< 2 $\mu$ / 20-50 $\mu$ )				
Nivel de salinidad				
Profundidad (cm)	Alto		Moderado	
	CB1	CB5	CB2	CB4
0-2	0,87	0,07	0,51	0,36
2-10	0,92	0,45	0,67	0,87

De las tablas precedentes, se destaca que independientemente del nivel de salinidad presente en los suelos, sólo se encuentran variaciones granulométricas en sentido vertical, entre las profundidades analizadas, cuando en la relación intervienen los materiales más finos.

En la sección b) de la tabla precedente, se observa que en los puntos considerados de la transecta, los mayores valores de la relación arcilla/ limo grueso se encuentran en las muestras subsuperficiales respecto de la costra salina.

Estas diferencias encontradas entre las dos profundidades analizadas, evidencian falta de homogeneidad en sentido vertical en los sedimentos muestreados en la transecta, independientemente del nivel de salinidad que presenten.

Además, la falta de homogeneidad vertical estaría indicando la presencia de procesos de selección, asociados a los sedimentos más finos.

Teniendo en cuenta los resultados obtenidos a partir de las determinaciones físicas se llegó a las siguientes **conclusiones parciales**:

➤ Los suelos que conforman los ambientes geoquímicos con elevada y moderada salinidad poseen una textura franco limosa, con predominio de la subfracción limo grueso, mientras que los suelos con bajo tenor salino poseen una textura arenosa franca, con predominio de la subfracción arena media.

➤ Las curvas de distribución de tamaño de partículas reflejan la gran homogeneidad granulométrica que presentan las muestras (réplicas) dentro de los ambiente geoquímicos planteados de acuerdo al nivel de salinidad, en las dos profundidades consideradas.

➤ Independientemente del contenido salino de los suelos a lo largo de la transecta, se observó falta de homogeneidad granulométrica entre las dos profundidades consideradas (0-2 y 2-10 cm), como consecuencia de la **selección** que sufren los materiales más finos.

## Determinaciones químicas

En la tabla N° 24 se presentan los valores de pH obtenidos en suspensiones con agua destilada y KCl en una relación suelo: solución 1: 2,5 a lo largo de la transecta trazada en este ambiente.

**Tabla N° 24:** valores de pH en relación suelo:solución; 1:2,5 en AD y KCl en las dos profundidades consideradas.

Nivel de salinidad	Muestra	pH agua(1:2,5)		pH KCl(1:2,5)	
		0-2 cm	2-10 cm	0-2 cm	2-10 cm
Alto	CB 1	7,5	8,4	7,1	8,0
	CB 5	8,0	8,1	7,7	7,8
Moderado	CB 2	8,2	8,4	7,9	7,9
	CB 4	8,2	8,6	7,6	7,7
Bajo	CB 3	-	7,4	-	6,7
	CB 6	-	7,2	-	6,3

De manera general, se advierte que los suelos son neutros a ligeramente alcalinos, y tanto el pH en agua como en KCl presenta escasa variación a lo largo de la transecta.

Particularmente, en el grupo de suelos que poseen baja salinidad se presentan los menores valores de pH en agua y en KCl.

En cada uno de los puntos muestreados apenas se observan diferencias en los valores de pH entre las dos profundidades consideradas. No obstante, en el punto CB 1, perteneciente al grupo de suelos con elevado nivel de salinidad, se observan las mayores diferencias en los valores de pH con respecto a la profundidad, debido a que por su posición en el paisaje, presenta inundación diaria y condiciones hidromórficas permanentes.

## Extracto de saturación

A continuación, en la tabla N° 25 se presentan los valores medios de pH y CE obtenidos en el extracto de saturación, también se exhiben los contenidos medios de carbonato de calcio y la relación de adsorción de sodio (RAS), para cada uno de los ambientes geoquímicos que conforman la transecta.

Cabe destacar, que el análisis estadístico realizado, se basa en la comparación de las diferentes variables obtenidas en los suelos agrupados de acuerdo al nivel de salinidad en cada una de las profundidades consideradas.

Asimismo, en la figura N° 18, se presenta la concentración media relativa de los principales cationes ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  y  $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$ ) y aniones ( $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  y  $\text{HCO}_3^-$ ) solubles, con la finalidad de definir el tipo de sales presentes en cada ambiente geoquímico. Los datos de origen referentes a las variables medidas en el extracto de saturación se exhiben en el Anexo, página 15 y 16.

**Tabla N° 25:** valores medios de pH, CE, RAS obtenidos en el extracto de saturación y contenido medio de  $\text{CaCO}_3$ , de los suelos agrupados de acuerdo al nivel de salinidad.

Variable	Prof. (cm)	Nivel de salinidad		
		Alto n=2	Intermedio n=2	Bajo n=2
pH	0-2	6,8 <sup>(1)</sup>	6,3	-
	2-10	6,2 <sup>(2)</sup>	6,2	6,5
CE (dS/m)	0-2	228 a*	53 b	-
	2-10	100 b*	41 a	4 a
RAS	0-2	47 <sup>(3)</sup>	33	-
	2-10	44 b*	28 ab	2 a
$\text{CaCO}_3$ (%)	0-2	0,4 <sup>(4)</sup>	0,7	-
	2-10	1,4 <sup>(5)</sup>	0,5	0,3

\*: medias en filas seguidas de distinta letra difieren por el test de Bonferroni con  $p < 0.05$

(1):  $pA > 0,14$ ; (2):  $pA > 0,55$ ; (3):  $pA > 0,41$ ; (4):  $pA > 0,66$ ; (5):  $pA > 0,43$ .

Cabe destacar, que en las comparaciones de medias realizadas en todas las variables a la profundidad de 0-2 cm, sólo se consideraron los ambientes geoquímicos con alto e intermedio de sales.

En la tabla precedente, se observa que los valores medios de pH obtenidos en la costra salina, no difieren significativamente entre sí ( $pA > 0.14$ ). Al mismo tiempo, se afirma con una probabilidad mayor al 55% que los valores medios de pH, en las muestras subsuperficiales, no difieren a lo largo de la transecta.

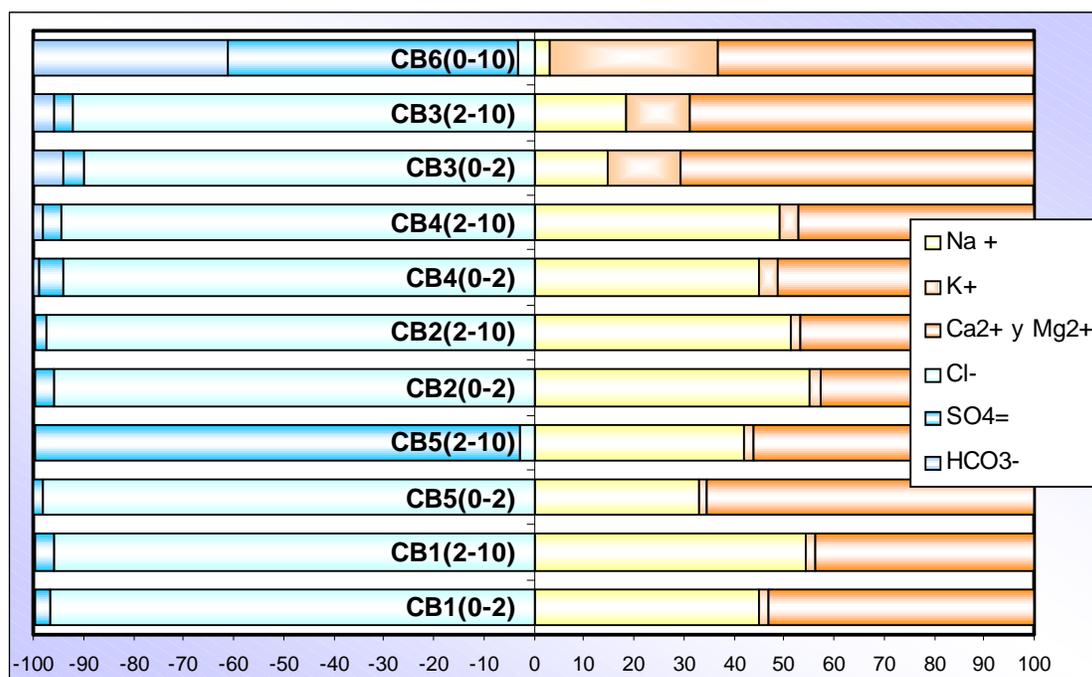
Respecto a los valores medios de CE, se encontraron diferencias significativas tanto en las muestras superficiales (costra salina) entre los ambientes geoquímicos que presentan elevado e intermedio contenido salino ( $p < 0.05$ ), como en las muestras subsuperficiales donde el ambiente geoquímico que posee elevada salinidad difiere de los restantes grupos ( $p < 0.05$ ).

En cuanto a la relación de adsorción de sodio, se observa que las muestras subsuperficiales del grupo de suelos con un elevado tenor salino difiere

significativamente respecto de los suelos con baja salinidad ( $p < 0.05$ ), mientras que las muestras superficiales no difieren entre sí ( $p > 0.41$ ).

Los contenidos porcentuales medios de carbonato de calcio se mantienen invariables a lo largo de la transecta, tanto en la costra salina, como en las muestras subsuperficiales. Esto puede afirmarse con probabilidades mayores al 66 y 43 % respectivamente.

**Figura Nº 18:** proporción relativa de los principales cationes ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  y  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ ) y aniones ( $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  y  $\text{HCO}_3^-$ ) solubles en cada uno de los ambientes geoquímicos considerados.



De manera general, en la figura precedente se observa que a lo largo de la transecta, se encuentran en superficie en orden decreciente los cationes  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$ , y en subsuperficie se aprecian en orden decreciente  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  y  $\text{K}^+$ . Entre los aniones existe en todos los casos una marcada dominancia de cloruros sobre sulfatos, lo que concuerda con su localización en planicies costeras, de acuerdo con Krüger (1989).

Particularmente, en los grupos de suelos que presentan elevada y moderada salinidad, se observa que los cationes predominantes son  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  y  $\text{Na}^+$ , con contenidos porcentuales alrededor del 50 %, si bien el primer grupo mencionado posee mayores variaciones. Mientras que el contenido porcentual de potasio en estos suelos, presenta pequeñas oscilaciones, variando en un rango de 2-4 %.

Dentro del grupo de suelos con bajo tenor salino, se encuentran predominantemente los cationes divalentes, con valores próximos al 70 %, seguidos por los cationes sodio y potasio que poseen valores alrededor del 15 %. No obstante en la muestra CB 6, se observa un importante incremento en el contenido de potasio, con valores próximos al 30%, a expensas del contenido de sodio.

De acuerdo con el análisis estadístico realizado, el ambiente geoquímico con elevada salinidad presenta los mayores contenidos medios de  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ , respecto de los restantes ambientes, tanto en la costra salina ( $p < 0.01$ ), como en las muestras subsuperficiales ( $p < 0.05$ ). También se encontraron las mayores concentraciones de  $\text{K}^+$ , en la costra salina del ambiente con elevada salinidad respecto del que presenta moderado tenor salino ( $p < 0.01$ ). En referencia al contenido medio de  $\text{Na}^+$ , sólo se encontraron diferencias significativas en las muestras subsuperficiales entre los ambientes con elevada y baja salinidad ( $p < 0.05$ ).

En cuanto al contenido porcentual de los aniones solubles, se observa que en los suelos con elevada y moderada salinidad predominan ampliamente los cloruros, con contenidos mayores al 94 %, seguidos por los sulfatos con valores próximos al 3 %. No obstante, en la muestra subsuperficial del puntos CB5 se aprecia neta predominancia de sulfatos, con un contenido del 97 %, respecto de los restantes aniones.

Los suelos que poseen baja salinidad, presentan predominancia de cloruros, con valores alrededor del 91 %, excepto en el punto CB6 donde prevalecen los sulfatos, con contenidos cercanos al 60 %.

A lo largo de la transecta no se encontraron carbonatos, mientras que el contenido porcentual de bicarbonatos se mantiene por debajo del 7 %, excepto en la muestra CB6 donde se observan contenidos máximos alrededor del 40 %.

Se encontraron diferencias altamente significativas ( $p < 0.01$ ) en los contenidos medios de cloruros, en la costra salina entre los ambientes con elevada y moderada salinidad.

No obstante, entre los ambientes geoquímicos considerados, no se hallaron diferencias significativas en el contenido medio de bicarbonatos tanto en la costra salina como en subsuperficie. Esto se puede afirmar con una probabilidad mayor al 70 % en cada caso. Tampoco se encontraron diferencias significativas en el contenido medio de sulfatos pertenecientes a las muestras subsuperficiales de los ambientes geoquímicos considerados ( $p > 0.42$ ).

## Complejo de cambio

Los valores medios de CIC y superficie específica de las fracciones más finas (arcilla, y limo fino, medio y grueso), obtenidas por fraccionamiento de las muestras enteras de las muestras superficiales (0-2 cm) y subsuperficiales (2-10 cm), de los suelos pertenecientes a los ambientes geoquímicos planteados de acuerdo al nivel de salinidad, se presentan en la siguiente tabla. Los datos de origen de estas variables, se exhiben en el Anexo, página 16.

**Tabla Nº 26:** capacidad de intercambio catiónico (meq/100 g de suelo) y superficie específica de adsorción (m<sup>2</sup>/g de suelo) de las fracciones arcilla y limo, de los suelos agrupados de acuerdo al nivel de salinidad, en la costra salina y en subsuperficie.

Niveles de salinidad				
0-2 cm	Alto		Intermedio	
Fracción	Sup esp. m <sup>2</sup> /g	CIC meq/100g	Sup esp. m <sup>2</sup> /g	CIC meq/100g
< 2 μ	491,5 <sup>(1)</sup>	60,2 <sup>(5)</sup>	498,7	60,3
2 - 6 μ	281,9 <sup>(2)</sup>	42,5 <sup>(6)</sup>	315,1	44,1
6 - 20 μ	176,4 <sup>(3)</sup>	19,6 <sup>(7)</sup>	163,4	22,9
20 - 50 μ	90,0 <sup>(4)</sup>	10,1 <sup>(8)</sup>	118,5	13,8

(1): pA>0,94; (2): pA>0,23; (3): pA>0,86; (4): pA>0,70; (5): pA>0,99; (6): pA>0,92; (7): pA>0,79; (8): pA>0,69.

Niveles de salinidad						
2-10 cm	Alto		Intermedio		Bajo	
Fracción	Sup esp. m <sup>2</sup> /g	CIC meq/100g	Sup esp. m <sup>2</sup> /g	CIC meq/100g	Sup esp. m <sup>2</sup> /g	CIC meq/100g
< 2 μ	519,0 <sup>(1)</sup>	60,7 <sup>(3)</sup>	576,8	57,3	438,0	49,8
2 - 6 μ	263,1 <sup>(2)</sup>	38,4 <sup>(4)</sup>	313,7	37,1	304,8	34,6
6 - 20 μ	106,3 *a	14,0 <sup>(5)</sup>	154,0 a	18,5	228,1 b	25,9
20 - 50 μ	56,4 *a	7,8 <sup>(6)</sup>	94,3 b	9,9	94,4 b	12,0

\*: medias en fila seguidas de distinta letra difieren por el test de Bonferroni con p <0,05.

\*: medias en fila seguidas de distinta letra difieren por el test de Bonferroni con p <0,01.

(1): pA>0,50; (2): pA>0,55; (3): pA>0,46; (4): pA>0,93; (5): pA>0,18; (6): pA>0,32.

En la tabla superior, se observa que en las muestras superficiales no se encontraron diferencias significativas entre los suelos con alto e intermedio contenido de sales, tanto en los valores medios de superficie específica de adsorción, como en los valores medios de CIC, en las fracciones de arcilla y limo. Si bien en el inferior de la tabla se exhiben las

probabilidades de aceptación de la hipótesis del test de Anova (de igualdad de medias) de las variables mencionadas, se destaca que en la mayoría de los casos superan ampliamente el 25 %. Bajo estas situaciones el test de Anova es categórico al aceptar la igualdad de medias.

Las muestras subsuperficiales correspondientes a los tres niveles de salinidad considerados, tampoco se diferencian significativamente en los valores medios de la superficie específica de adsorción en las fracciones arcilla y limo fino ( $p_A > 0.50$  y  $p_A > 0.55$  respectivamente).

No obstante, se encontraron diferencias altamente significativas en la superficie específica de adsorción en la fracción limo medio, entre las muestras que presentan un bajo contenido de sales respecto de los restantes niveles de salinidad planteados ( $p < 0.01$ ). También, se encontraron diferencias significativas en la superficie específica de adsorción, en la fracción limo grueso, entre las muestras que presentan un elevado nivel de salinidad respecto de las restantes ( $p < 0.05$ ).

En referencia a la CIC obtenida en las fracciones de arcilla y limo de las muestras subsuperficiales, se aprecia que los tres niveles de salinidad considerados no difieren significativamente entre sí ( $p_A$  indicado en la parte inferior de la tabla en cada caso).

A continuación, con la finalidad de definir la cantidad de cargas presentes por unidad de superficie ( $\text{meq/m}^2$ ), se presenta la densidad de cargas media calculada en cada uno de los ambientes geoquímicos, en las fracciones: arcilla, limo fino, limo medio y limo grueso.

Los datos de origen de esta variable se presentan en el Anexo, página 17.

**Tabla N° 27:** densidad de cargas ( $\sigma$ ) media de las fracciones más finas (arcilla y limo) calculada en los suelos agrupados de acuerdo al nivel de salinidad en Cabeza de Buey.

0-2 cm	$\sigma$ (meq/m <sup>2</sup> )	
Fracción	Niveles de salinidad	
	Alto	Intermedio
< 2 $\mu$	12,4 <sup>(1)</sup>	12,5
2 - 6 $\mu$	14,9 <sup>(2)</sup>	13,9
6 - 20 $\mu$	11,2 <sup>(3)</sup>	13,7
20 - 50 $\mu$	11,1 <sup>(4)</sup>	11,4

(1): pA>0,98; (2): pA>0,85; (3): pA>0,42; (4): pA>0,79.

2-10 cm	$\sigma$ (meq/m <sup>2</sup> )		
Fracción	Niveles de salinidad		
	Alto	Intermedio	Bajo
< 2 $\mu$	12,4 <sup>(1)</sup>	10,1	11,1
2 - 6 $\mu$	14,4 <sup>(2)</sup>	12,2	11,7
6 - 20 $\mu$	13,2 <sup>(3)</sup>	11,8	11,1
20 - 50 $\mu$	13,8 <sup>(4)</sup>	10,4	14,4

(1): pA>0,83; (2): pA>0,78; (3): pA>0,72; (4): pA>0,45.

Puede afirmarse, con una probabilidad mayor al 40 %, que la densidad de cargas se mantiene sin variaciones a lo largo de la transecta. Es decir, que independientemente de la profundidad y de los ambientes geoquímicos considerados, de acuerdo al nivel de salinidad, los valores medios de esta variable no difieren entre sí, en las distintas fracciones analizadas (pA indicado en la parte inferior de la tabla en cada caso).

### Disolución selectiva

En la tabla N° 28, se muestran los contenidos medios de los óxidos pedogenéticos de silicio, aluminio y hierro determinados en las muestras sin fraccionar, y la relación molar obtenida entre dichos compuestos.

La totalidad de los datos de origen de estas variables, se presentan en el Anexo, página 17.

**Tabla Nº 28:** concentraciones medias de SiO<sub>2</sub> (%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%) y la relación molar SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en muestras de suelos enteras, en Cabeza de Buey.

Variable	Profundidad (cm)	Nivel de salinidad		
		Alto	Intermedio	Bajo
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	0-2	0,31 *a	0,34 b	-
	2-10	0,40 <sup>(1)</sup>	0,39	0,48
SiO <sub>2</sub> (%)	0-2	1,7 <sup>(2)</sup>	2,0	-
	2-10	2,0 <sup>(3)</sup>	2,0	2,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	0-2	0,014 <sup>(4)</sup>	0,021	-
	2-10	0,021 <sup>(5)</sup>	0,021	0,03
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0-2	6,5 <sup>(6)</sup>	5,8	-
	2-10	6,6 <sup>(7)</sup>	5,9	4,56

\*: medias en fila seguidas de distinta letra difieren por el test de Bonferroni con p < 0.05.

(1): pA>0,34; (2): pA>0,53; (3): pA>0,98; (4): pA>0,33; (5): pA>0,10; (6): pA>0,91; (7): pA>0,86.

En la tabla precedente, se observa que el contenido medio de alúmina en la costra salina del grupo de suelos que posee una elevada salinidad es significativamente menor, respecto de dicho contenido en los suelos con moderada salinidad (p < 0,05). No obstante, se sostiene con una probabilidad mayor al 34 % que esta variable no presenta diferencias significativas en las muestras subsuperficiales entre los ambientes geoquímicos con elevada y moderada salinidad.

También se aprecia que los contenidos medios porcentuales de los óxidos pedogenéticos de sílice, como así también la relación molar de sílice y alúmina, se mantienen invariables a lo largo de la transecta, bajo el accionar de los distintos ambientes geoquímicos planteados de acuerdo al nivel de salinidad, en las dos profundidades de muestreo consideradas. Esto se puede afirmar con una probabilidad mayor al 53 % en todos los casos (pA indicado en el inferior de la tabla en cada caso).

En referencia al contenido medio porcentual de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> obtenido en los ambientes geoquímicos considerados, no se encontraron diferencias significativas en la costra salina, como tampoco en las muestras subsuperficiales (pA > 0,33 y pA > 0,10 respectivamente).

Al analizar estos resultados en las muestras enteras (sin fraccionar), donde predominan las “no diferencias”, nuevamente se pensó en la posibilidad de que una fracción podría estar fuertemente afectada por alteración, y aún así, este efecto quedaría enmascarado por las otras fracciones menos influidas por dicho proceso. Es decir que surgió la

necesidad de ratificar las “no diferencias” encontradas, considerando el efecto de las fracciones granulométricas.

De esta manera, se determinaron los óxidos pedogenéticos de silicio y aluminio en las fracciones de arcilla y limo, dichos resultados se presentan en la tabla N° 29. La totalidad de los datos de origen de esta variable se exhiben en el Anexo, página 18.

**Tabla N° 29:** concentraciones medias de sílice y alúmina amorfa residual y sus relaciones molares en las fracciones de arcilla y limo en Cabeza de Buey.

		Ambientes geoquímicos				
		0-2 cm		2-10 cm		
Variable	Fracción	Alto	Intermedio	Alto	Intermedio	Bajo
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%)</b>	< 2 μ	0,41 <sup>(1)</sup>	0,37	0,38 <sup>(13)</sup>	0,38	0,74
	2-6 μ	0,38 <sup>(2)</sup>	0,43	0,35 <sup>(14)</sup>	0,42	0,57
	6-20 μ	0,46 <sup>(3)</sup>	0,39	0,34 <sup>(15)</sup>	0,46	0,46
	20-50 μ	0,46 <sup>(4)</sup>	0,44	0,43 <sup>(16)</sup>	0,44	0,54
<b>SiO<sub>2</sub> (%)</b>	< 2 μ	2,90 <sup>(5)</sup>	1,85	2,52 <sup>(17)</sup>	1,82	3,11
	2-6 μ	4,23 <sup>(6)</sup>	4,10	4,31 <sup>(18)</sup>	3,70	6,49
	6-20 μ	5,13 <sup>(7)</sup>	5,71	4,68 <sup>(19)</sup>	5,11	8,48
	20-50 μ	3,02 <sup>(8)</sup>	3,00	2,75 <sup>(20)</sup>	2,71	3,71
<b>SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	< 2 μ	6,63 <sup>(9)</sup>	4,95	6,37 <sup>(21)</sup>	4,60	4,81
	2-6 μ	10,32 <sup>(10)</sup>	9,50	12,20 <sup>(22)</sup>	8,32	12,23
	6-20 μ	10,35 <sup>(11)</sup>	14,84	13,09 <sup>(23)</sup>	10,91	18,36
	20-50 μ	6,53 <sup>(12)</sup>	6,88	6,37 <sup>(24)</sup>	6,23	6,92
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/ SiO<sub>2</sub> + Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	< 2 μ	0,17	0,17	0,17	0,19	0,19
	2-6 μ	0,11	0,10	0,10	0,11	0,08
	6-20 μ	0,10	0,06	0,08	0,09	0,05
	20-50 μ	0,13	0,13	0,14	0,14	0,13

(1): pA>0,61; (2): pA>0,68; (3): pA>0,59; (4): pA>0,83; (5): pA>0,62; (6): pA>0,96; (7): pA>0,85; (8): pA>0,99; (9): pA>0,69; (10): pA>0,88; (11): pA>0,35; (12): pA>0,62; (13): pA>0,32; (14): pA>0,40; (15): pA>0,43; (16): pA>0,56; (17): pA>0,68; (18): pA> 0,52; (19): pA>0,34; (20): pA>0,44; (21): pA>0,85; (22): pA>0,77; (23): pA>0,27; (24): pA>0,18.

Los resultados precedentes, confirman los resultados obtenidos en las muestras enteras. Es decir, que los contenidos medios de los óxidos pedogenéticos de sílice y alúmina, como también su relación molar, se mantienen sin variaciones en cada una de las fracciones de arcilla y limo, bajo los ambientes geoquímicos considerados de acuerdo al nivel de salinidad y a las dos profundidades de muestreo. Esto se puede afirmar con

una probabilidad mayor al 27 % (pA indicado en cada comparación en el inferior de la tabla).

Además, se destaca que la cantidad relativa de alúmina ( $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ ) presente en los geles aluminosilícicos no supera el 20 %, en ninguna de las fracciones analizadas, correspondientes a los diferentes ambientes geoquímicos que conforman la transecta. Esto indica que el aluminio presente en los mencionados geles se encuentra en estado de coordinación tetraédrica.

En la tabla Nº 30, se presenta la reactividad media de alúmina y sílice, calculada en las fracciones más finas (arcilla y limo), expresada por metro cuadrado, obtenida a partir de la relación entre los contenidos medios de los óxidos pedogenéticos de silicio y aluminio, y la superficie específica de adsorción.

**Tabla Nº 30:** reactividad media de alúmina y sílice en las fracciones de arcilla y limo, en los ambientes geoquímicos que conforman la toposecuencia.

		Profundidad				
		0-2 cm		2-10 cm		
Variable	Fracción	Alto	Intermedio	Alto	Intermedio	Bajo
$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{S}$ (%/m <sup>2</sup> ) (x 10 <sup>-3</sup> )	< 2 μ	0,9 <sup>(1)</sup>	0,8	0,8 <sup>(9)</sup>	0,7	1,7
	2-6 μ	1,4 <sup>(2)</sup>	1,4	1,3 <sup>(10)</sup>	1,4	1,3
	6-20 μ	2,6 <sup>(3)</sup>	2,7	3,2 <sup>(11)</sup>	2,9	2,0
	20-50 μ	5,0 <sup>(4)</sup>	5,1	7,6 <sup>(12)</sup>	4,6	5,9
$\text{SiO}_2/\text{S}$ (%/m <sup>2</sup> ) (x 10 <sup>-3</sup> )	< 2 μ	6,2 <sup>(5)</sup>	4,0	5,5 <sup>(13)</sup>	3,4	7,1
	2-6 μ	14,6 <sup>(6)</sup>	12,9	15,9 <sup>(14)</sup>	12,5	21,5
	6-20 μ	29,9 <sup>(7)</sup>	40,7	44,5 <sup>(15)</sup>	32,3	37,1
	20-50 μ	33,0 <sup>(8)</sup>	35,3	48,4 <sup>(16)</sup>	28,7	41,0

(1): pA>0,83; (2): pA>0,98; (3): pA>0,97; (4): pA>0,98; (5): pA>0,67; (6): pA>0,86; (7): pA>0,67; (8): pA>0,92; (9): pA>0,31; (10): pA>0,54; (11): pA>0,23; (12): pA>0,27; (13): pA>0,61; (14): pA>0,62; (15): pA>0,82; (16): pA>0,33.

En la tabla precedente, se observa que la reactividad media de alúmina y sílice obtenida en las muestras superficiales y subsuperficiales de los ambientes geoquímicos planteados de acuerdo al nivel de salinidad, no difieren significativamente entre sí, tanto en la fracción arcilla, como en las tres subfracciones de limo (pA indicado en cada comparación en el inferior de la tabla).

Cabe destacar, que en la costra salina (0-2 cm) de los ambientes geoquímicos considerados, donde se encuentra una mayor concentración de sales, es aceptada

categoricamente la hipótesis de igualdad de medias, del test de Anova con probabilidades mayores al 67 % en todos los casos.

A continuación, en la tabla N° 31 se presenta la matriz de correlación obtenida entre la sílice y la alúmina amorfa residual (%) de la fracción arcilla, y algunos parámetros edáficos seleccionados para reflejar el ambiente geoquímico de los sitios de muestreo.

**Tabla N° 31:** matriz de correlación obtenida entre la sílice y alúmina amorfa residual (%) obtenida en la fracción arcilla, y la CE (dS/m), contenido de bicarbonatos (meq/100g) y pH en agua.

<b>SiO<sub>2</sub>(%)arc</b>	1.00				
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(%)arc</b>	0.40*	1.00			
<b>CE</b>	0.35	0.64	1.00		
<b>HCO<sub>3</sub><sup>-</sup></b>	1.6 x 10 <sup>-02</sup>	0.37	2.8 x 10 <sup>-03</sup>	1.00	
<b>pH H<sub>2</sub>O</b>	0.51	0.77	0.63	0.26	1.00
	<b>SiO<sub>2</sub>(%)arc</b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(%)arc</b>	<b>CE</b>	<b>HCO<sub>3</sub><sup>-</sup></b>	<b>pH H<sub>2</sub>O</b>

\*: Valores de correlación mayores a 0,81 o 0,92 son significativos con p<0.05 y p<0.001 respectivamente.

En la tabla precedente, se aprecia que los contenidos porcentuales de sílice y alúmina amorfa residual, obtenidos en la fracción arcilla, no presentan valores de correlación significativos con ninguna de las variables edáficas seleccionadas para reflejar las condiciones de los ambientes geoquímicos, planteados de acuerdo al nivel de salinidad, en Cabeza de Buey.

### Componentes orgánicos

A continuación en la tabla N° 32, se presentan los contenidos medios de CO, NO y P inorgánico, como así también la relación C/N obtenidos en las muestras enteras pertenecientes a todos los ambientes geoquímicos que conforman la transecta en Cabeza de Buey. Los datos de origen de estas variables se presentan en el Anexo, página 19.

De manera general, se observan mayores contenidos medios de carbono orgánico y fósforo inorgánico en la costra salina respecto de las muestras subsuperficiales a lo largo de la transecta.

**Tabla Nº 32:** contenidos medios de CO, NO y P inorgánico obtenidos en las muestras enteras, pertenecientes a los ambientes geoquímicos considerados de acuerdo al nivel de salinidad.

Variable	Profundidad	Ambientes geoquímicos		
		Alto	Intermedio	Bajo
C orgánico (%)	0-2 cm	2,0 <sup>(1)</sup>	3,5	-
	2-10 cm	1,6 <sup>(2)</sup>	1,4	2,1
N orgánico (%)	0-2 cm	0,1 <sup>(3)</sup>	0,2	-
	2-10 cm	0,1 <sup>(4)</sup>	0,1	0,2
C/N	0-2 cm	17,6 *b	14,7 a	-
	2-10 cm	18,6 <sup>(5)</sup>	14,1	13,8
P inorgánico (ppm)	0-2 cm	38 <sup>(6)</sup>	46	-
	2-10 cm	33 <sup>(7)</sup>	35	24

\*: medias en fila seguidas de distinta letra difieren por el test de Bonferroni con  $P < 0.05$

(1):  $pA > 0,56$ ; (2):  $pA > 0,87$ ; (3):  $pA > 0,47$ ; (4):  $pA > 0,81$ ; (5):  $pA > 0,10$ ; (6):  $pA > 0,60$ ; (7):  $pA > 0,70$ .

En la tabla precedente, se aprecia que los contenidos medios de carbono y nitrógeno orgánico (%), como así también el contenido de fósforo inorgánico (ppm), no presenta variaciones a lo largo de la transecta, independientemente de los ambientes geoquímicos considerados y la profundidad de muestreo. Esto se puede afirmar con una probabilidad mayor al 47 % en todos los casos ( $pA$  indicado en la parte inferior de la tabla).

Sin embargo, en la costra salina del ambiente geoquímico que presenta elevada salinidad se observan los mayores valores en la relación C/N ( $p < 0,01$ ), mientras que en las muestras subsuperficiales no se hallaron diferencias significativas entre los ambientes geoquímicos considerados ( $pA > 0,10$ ).

Considerando los resultados obtenidos a partir de las determinaciones químicas se formularon las siguientes **conclusiones parciales**:

- De manera general en este ambiente, las variaciones en los contenidos de las variables edafocímicas analizadas no guardan ninguna relación con la posición de los puntos de muestreo en el paisaje.
- Los suelos que conforman la transecta son neutros a ligeramente alcalinos, tanto el pH (1:2,5) en agua como en KCl presenta escasa variación en todos los casos.
- En el extracto de saturación el pH presenta valores de entre 6-7 en todos los casos, mientras que los valores medios de CE y RAS muestran una ordenación de menor a mayor en los suelos con baja, moderada y elevada salinidad. Los contenidos medios de calcáreo no presentan variaciones a lo largo de la transecta, en las dos profundidades consideradas.
- El tipo de sales predominante son neutras, conformadas por los aniones  $\text{Cl}^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  y por los cationes  $\text{Na}^+$  y  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ .
- Independientemente del contenido salino de los ambientes geoquímicos y de la profundidad considerada, las propiedades fisicoquímicas no presentan variaciones a lo largo de la transecta, excepto en las fracciones limo medio y limo grueso de las muestras subsuperficiales con elevado contenido salino, donde la superficie específica de adsorción presenta los menores valores.
- Los contenidos medios de los óxidos pedogenéticos de sílice y alúmina, obtenidos mediante disolución selectiva, como también su relación molar ( $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ) se mantienen sin variaciones en cada una de las fracciones de arcilla y limo consideradas, independientemente del ambiente geoquímico planteado de acuerdo al nivel de salinidad y a las dos profundidades de muestreo.
- El aluminio presente en los geles aluminosilícicos, obtenidos en las fracciones de arcilla y limo, correspondientes a todos los ambientes geoquímicos que conforman la toposecuencia, posee un estado de coordinación tetraédrica.
- La reactividad media de alúmina y sílice obtenida en las muestras superficiales y subsuperficiales de los ambientes geoquímicos considerados, no presenta variaciones a lo largo de la transecta, tanto en la fracción arcilla, como en las tres subfracciones de limo.

- Los contenidos porcentuales de sílice y alúmina amorfa residual, obtenidos en la fracción arcilla, no presentan valores de correlación significativos con ninguna de las variables edáficas seleccionadas para reflejar las condiciones de los ambientes geoquímicos.
- El contenido de carbono y nitrógeno orgánico, como así también el de fósforo inorgánico, no presenta variaciones a lo largo de la transecta, independientemente de los ambientes geoquímicos considerados y la profundidad de muestreo.
- En la profundidad 0-2 cm el ambiente geoquímico que presenta elevada salinidad se observan los mayores valores en la relación C/N, mientras que en las muestras subsuperficiales no se hallaron diferencias significativas entre los ambientes geoquímicos considerados.

## Determinaciones mineralógicas

### Mineralogía de la fracción arcilla

Cabe señalar, que en el ambiente marino sólo se realizaron los análisis difractométricos correspondientes a la fracción arcilla fina (<1  $\mu$ ). Debido fundamentalmente a los resultados obtenidos en las muestras de suelo pertenecientes al ambiente lacunar, donde sólo en la fracción arcilla fina fue posible identificar y definir el tipo de mineral predominante, como consecuencia del menor tamaño y una mayor concentración de los materiales arcillosos.

A continuación, en las figuras N° 19, 20 y 21, se presentan los difractogramas procesados de las muestras naturales (a) y glicoladas (b), obtenidos tanto en la costra salina, como en subsuperficie, pertenecientes a los distintos ambientes geoquímicos planteados de acuerdo al nivel de salinidad en Cabeza de Buey. La totalidad de estos análisis difractométricos se exhiben en el Anexo, pág. 23.

Esta forma de presentación, permite observar comparativamente los espectros obtenidos, no sólo en cuanto a las profundidades consideradas, sino también entre los ambientes considerados. Esto es posible debido a que todas las determinaciones fueron efectuadas bajo idénticas condiciones de trabajo (escala, suavizado, threshold, etc.).

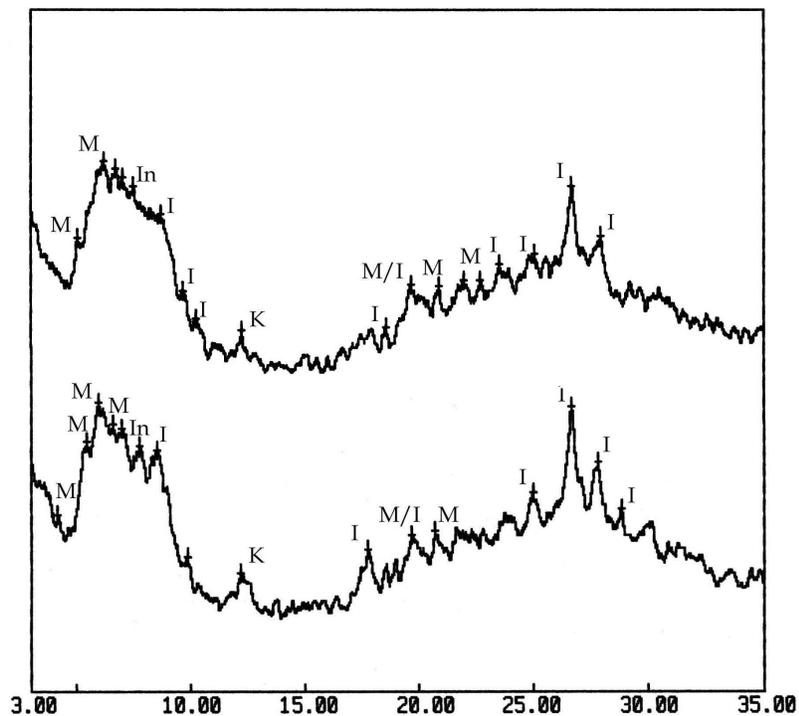
De manera general, se observa en todos los difractogramas obtenidos que el material arcilloso de la fracción < 1 $\mu$  presenta buena cristalinidad, obteniendo netas reflexiones que permitieron su correcta identificación.

A lo largo de la transecta se observan reflexiones atribuibles a montmorillonita (M) (con sus reflexiones características de 12 Å; 4,5 Å; 4,2 Å), e illita (I) (con reflexiones alrededor de 10 Å; 4,5 Å; 3,4 Å; 3 Å).

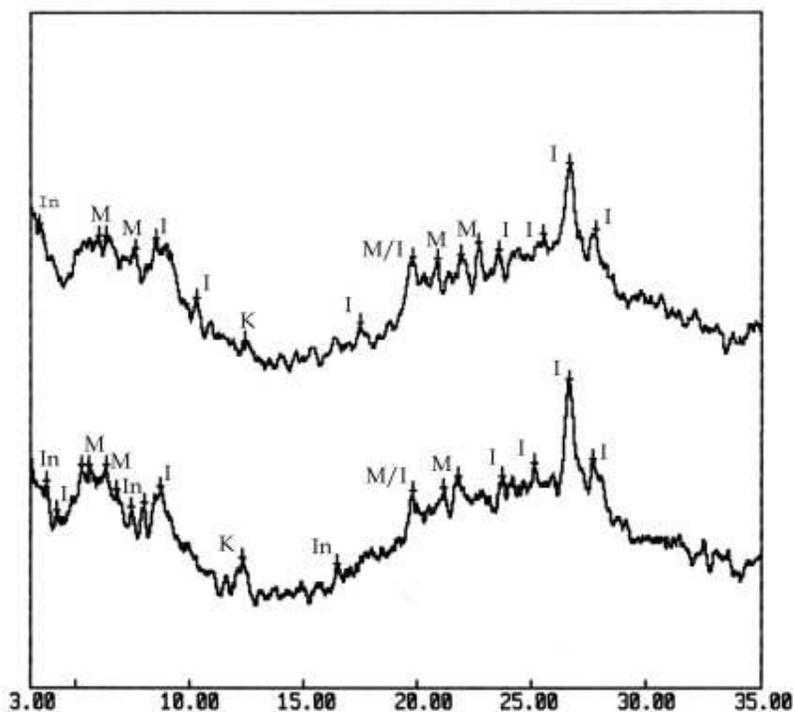
También, se encuentran algunas reflexiones atribuibles a caolinita (K) (con reflexiones aproximadamente de 7,2 Å; 3,6 Å), si bien esta especie mineral se presenta en bajas proporciones a lo largo de la transecta.

**Figura N° 19:** análisis difractométrico de la fracción arcilla fina (<1 $\mu$ ), del ambiente geoquímico que presenta bajo contenido de sales. Muestras: CB 3 (inferior) y CB 6 (superior); **a)** muestras naturales; **b)** muestras glicoladas.

**a)**



**b)**

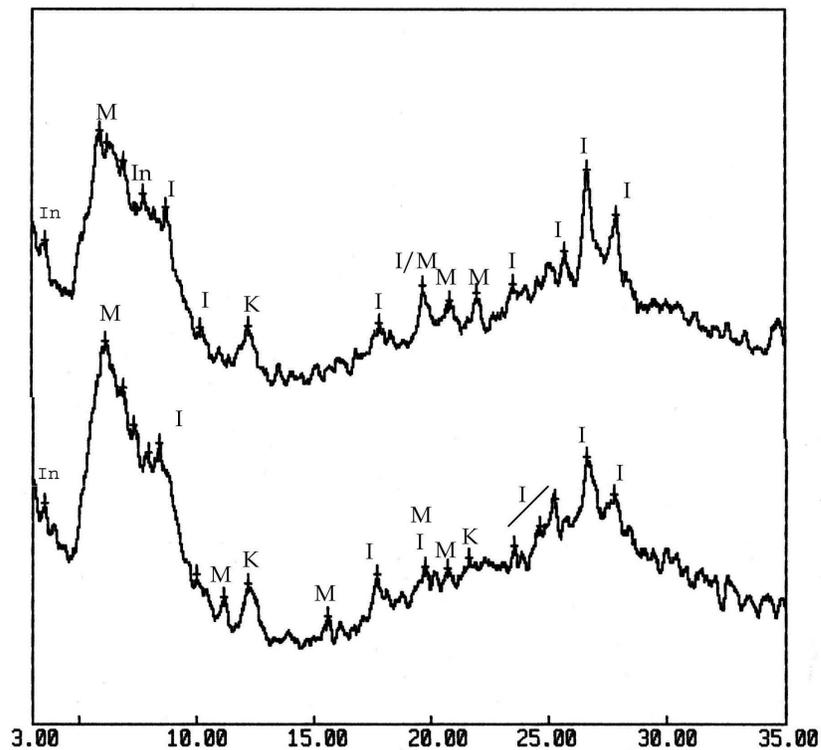


En la figura precedente, perteneciente a las muestras (0-10 cm) que conforman el ambiente geoquímico que posee bajo tenor salino, se aprecia que los minerales de arcilla montmorillonita e illita, presentan intensidades semejantes en sus reflexiones basales principales (alrededor de los primeros grados de  $2\Phi$ ), si bien se observa que la montmorillonita es apenas más abundante.

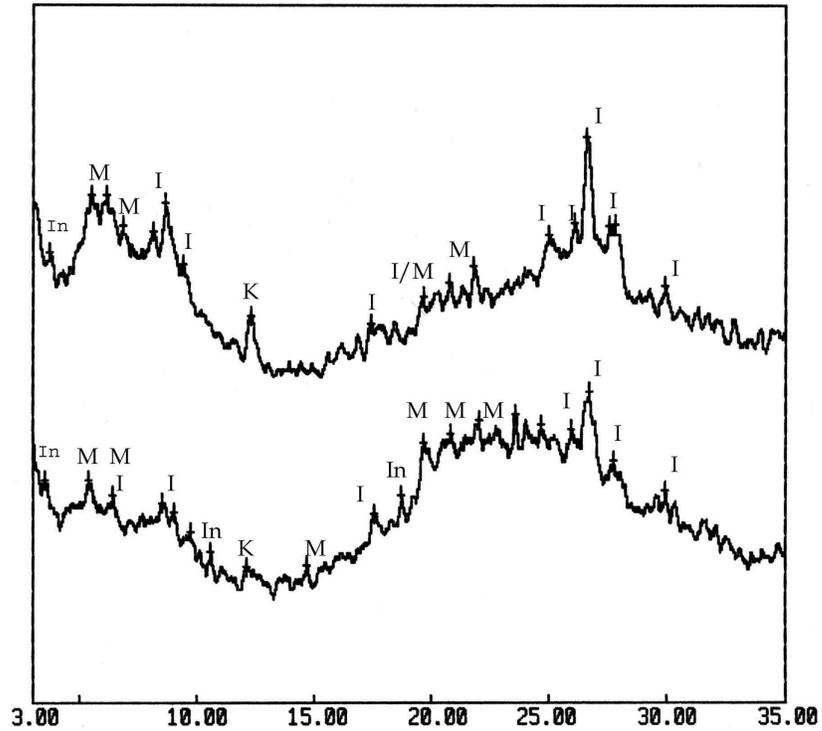
Asimismo, se observa una reflexión alrededor de  $7,2 \text{ \AA}$  atribuible a caolinita, que indica su presencia en muy pequeñas cantidades relativas.

**Figura N° 20:** análisis difractométrico de la fracción arcilla fina ( $<1\mu$ ), de la costra salina del ambiente geoquímico que presenta intermedio contenido de sales. Muestras: CB 2 (inferior) y CB 4 (superior); **a)** muestras naturales; **b)** muestras glicoladas.

a)

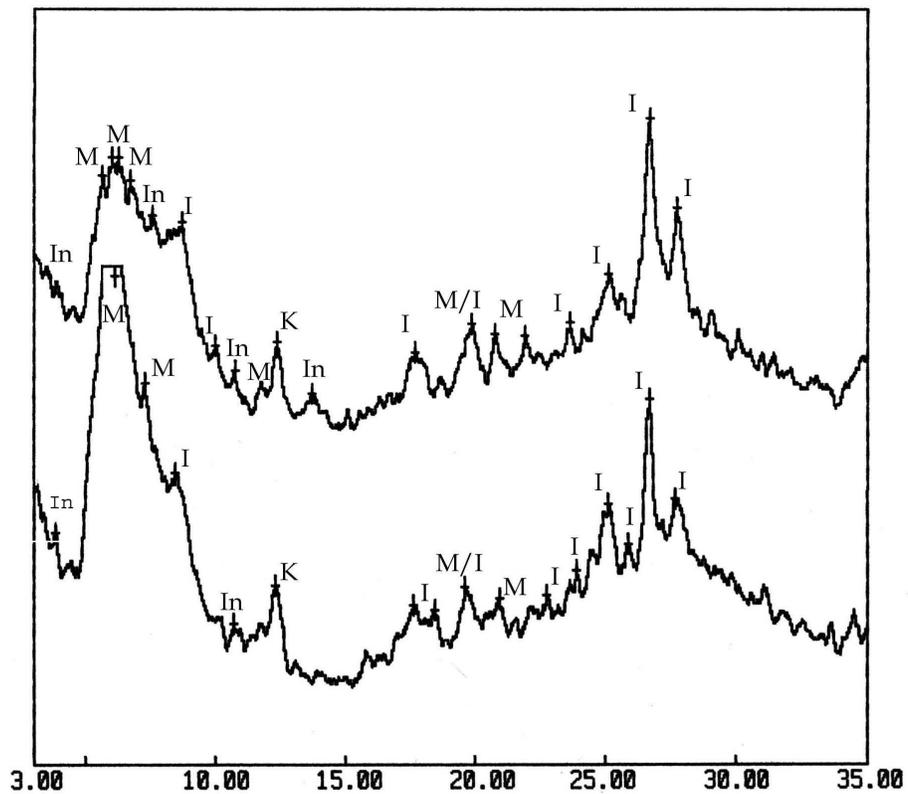


b)

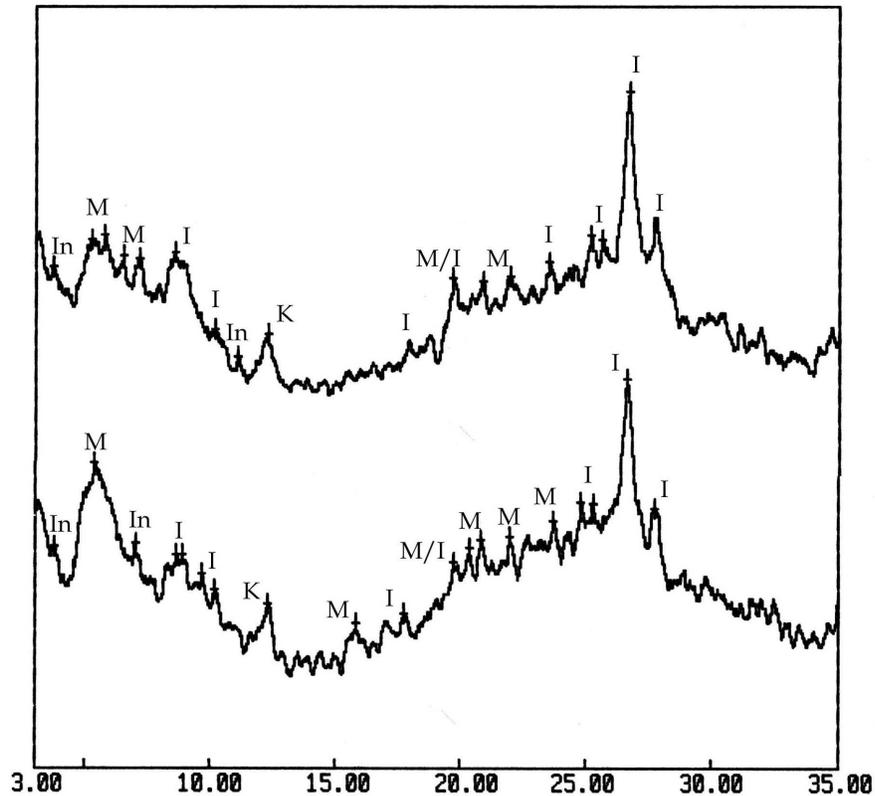


**Figura N° 21:** análisis difractométrico de la fracción arcilla fina (<1u), del ambiente geoquímico que presenta intermedio contenido de sales, profundidad 2-10 cm. Muestras: CB 2 (inferior) y CB 4 (superior); **a)** muestras naturales; **b)** muestras glicoladas.

a)



b)



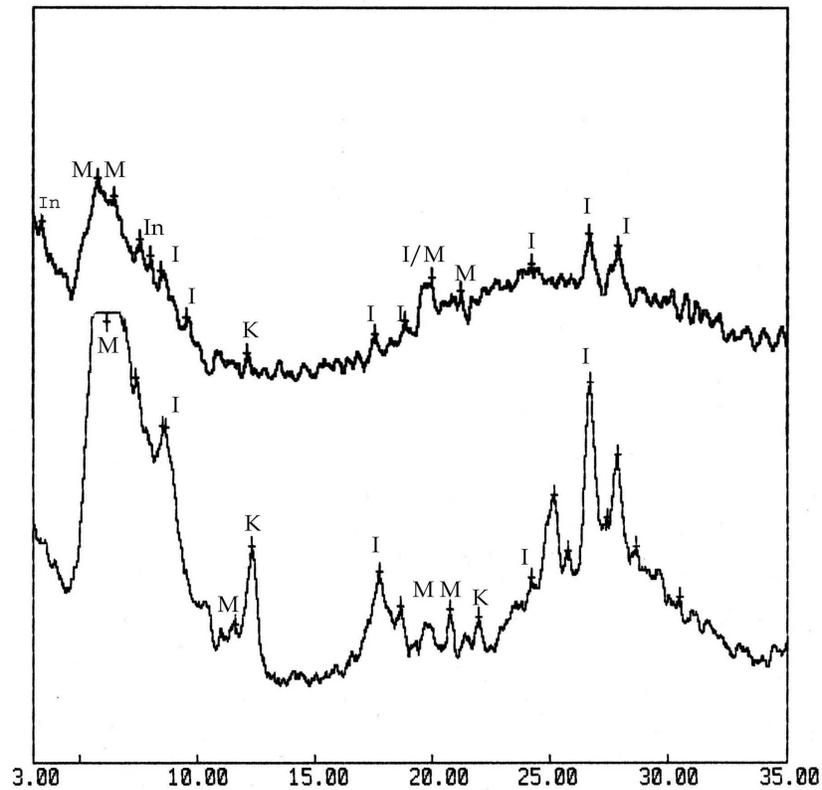
Independientemente de la profundidad considerada (figuras N° 20 y 21), en el ambiente geoquímico que presenta intermedio contenido salino, se observa en las fracciones de arcilla fina un neto predominio de montmorillonita con respecto a illita, en cuanto a sus contenidos relativos. También se aprecia la presencia de caolinita (K) en menor proporción.

Como característica distintiva en las muestras de este ambiente, se observan reflexiones atribuibles a un mineral de tipo interestratificado illita-montmorillonita (In), que posee un plano basal de aproximadamente 22 Å.

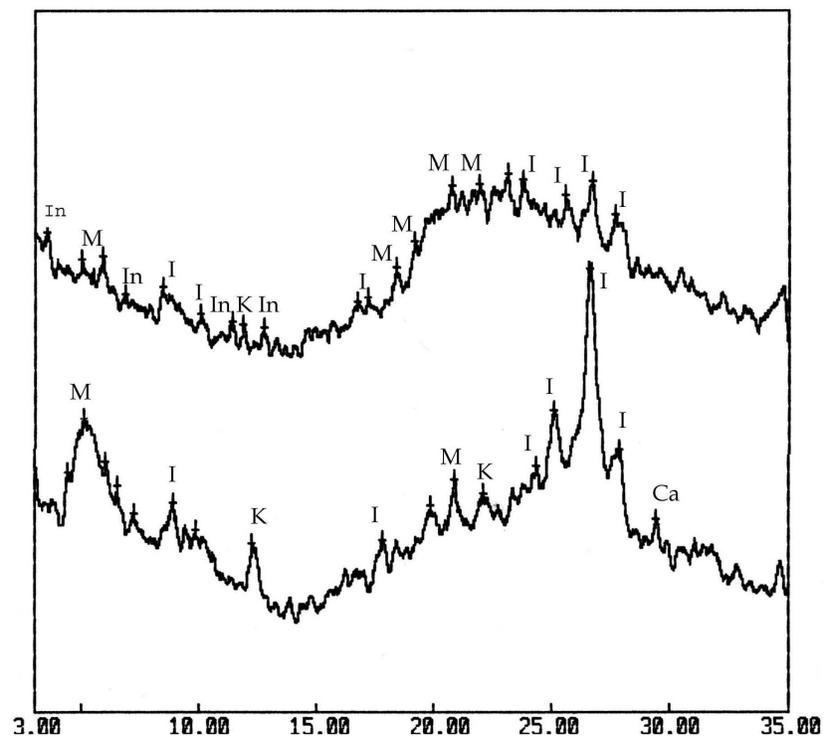
Además, en los difractogramas glicolados de la muestra CB 2, y especialmente en la costra salina (fig. N° 20), se aprecia una curvatura bastante pronunciada, centrada en los 22 grados de  $2\Phi$ , que evidencia la presencia de materiales amorfos.

**Figura N° 22:** análisis difractométrico de la fracción arcilla fina (<1u), de la costra salina del ambiente geoquímico que presenta elevado contenido de sales. Muestras: CB 1 (inferior) y CB 5 (superior); **a)** muestras naturales; **b)** muestras glicoladas.

**a)**

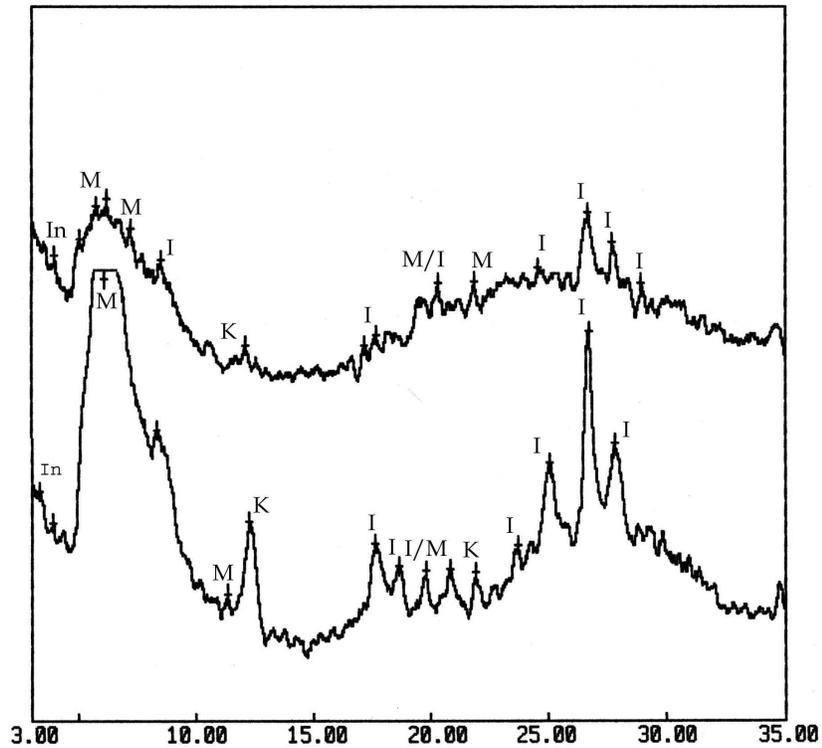


**b)**

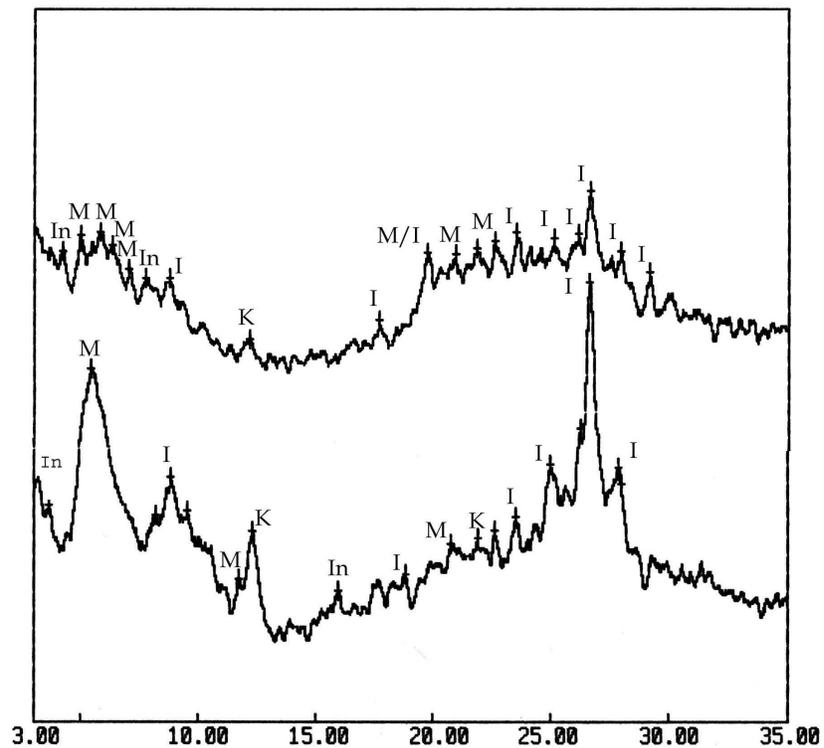


**Figura N° 23:** análisis difractométrico de la fracción arcilla fina (<1u), del ambiente geoquímico que presenta elevado contenido de sales, en las muestras subsuperficiales: CB 1 (inferior) y CB 5 (superior). **a)** muestras naturales; **b)** muestras glicoladas.

**a)**



**b)**



En la figuras precedentes, pertenecientes al ambiente geoquímico que presenta elevadas concentraciones salinas, tanto en la costra salina (fig. N° 22) como en las muestras subsuperficiales (fig. N° 23), se observa un mayor predominio cuantitativo de montmorillonita con respecto a illita.

No obstante, el predominio de montmorillonita es mucho más pronunciado en la muestra CB 1 respecto de la CB 5, en las dos profundidades consideradas.

De la misma forma que en el ambiente geoquímico precedente, en las figuras N° 22 y 23 además se observan algunas reflexiones atribuibles a un mineral de tipo interestratificado illita-montmorillonita (In), y la presencia de caolinita (K) en pequeñas proporciones.

En el ambiente marino los minerales arcillosos son heredados de acuerdo a su origen, y se destaca que a lo largo de la transecta, independientemente del contenido salino presente, se observa un neto predominio de minerales 2:1 en la fracción arcilla, siendo menos marcado en el ambiente geoquímico más alejado de la costa.

Asimismo, los minerales arcillosos identificados dentro de cada uno de los ambientes geoquímicos considerados, no presentaron diferencias cuantitativas con respecto a la profundidad.

Contrariamente a lo observado en el ambiente lacunar, en este sitio no se encontraron reflexiones atribuibles a calcita a lo largo de la transecta, en las dos profundidades consideradas.

Teniendo en cuenta sólo los resultados obtenidos a partir de las determinaciones mineralógicas de la fracción arcilla fina ( $<1 \mu$ ), se llegó a las siguientes **conclusiones parciales**:

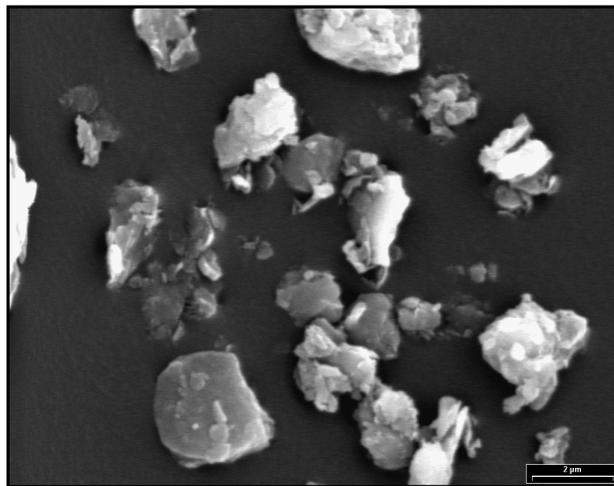
- De manera general, se destaca la similitud que presentan los materiales arcillosos analizados, no sólo entre las muestras que conforman cada ambiente geoquímico, sino también entre los diferentes ambientes considerados a lo largo de la transecta, en cuanto a la composición e intensidad de las reflexiones de los minerales identificados.
- Independientemente del contenido salino presente en los ambientes geoquímicos a lo largo de la transecta, en la fracción arcilla fina se observa un neto predominio de montmorillonita con respecto a illita, siendo menos marcado en el ambiente geoquímico más alejado de la costa, como también la presencia de caolinita en pequeñas proporciones.
- Como característica distintiva en los ambientes geoquímicos con elevada y moderada salinidad, se observa la presencia de un mineral de tipo interestratificado illita-montmorillonita.
- Los minerales arcillosos encontrados dentro de cada uno de los ambientes geoquímicos considerados, no presentaron diferencias cuantitativas con respecto a la profundidad.
- A lo largo de la transecta en las dos profundidades consideradas, no se encontraron reflexiones atribuibles a calcita.

### **Microscopía electrónica**

A continuación, se presentan las microfotografías tomadas bajo microscopio electrónico de barrido (SEM), en este ambiente sólo se seleccionaron las muestras pertenecientes al ambiente geoquímico con elevada concentración salina, con la finalidad de apreciar el aspecto general que presentan las muestras y para intentar observar rasgos de alteración en las superficies de los clastos líticos.

En la microfotografía N° 26, donde se presenta la fracción arcilla del ambiente con elevada salinidad (costra salina), se advierte de manera general, que estos materiales se encuentran como partículas aisladas, algunas presentan aspecto de laminillas rígidas.

**Microfotografía N° 26:** aspecto general bajo SEM de la fracción arcilla de la costra salina del ambiente que posee elevada salinidad (muestra CB1)



En la microfotografía N° 27, de manera general en las cuatro imágenes, se observa que la composición de la fracción limo fino es heterogénea, y en referencia a los modelos alteración, se aprecian mayormente fragmentos líticos que presentan superficies límpidas, de apariencia fresca, sin rasgos de alteración evidentes, y con bordes netos, formas subhedrales (límites parcialmente desarrollados) en cuanto a la morfología externa.

No obstante, se aprecia que en las imágenes superiores pertenecientes a la estación de muestreo más cercana a la costa (de inundación diaria), se observan además algunos clastos líticos que presentan en cuanto a la morfología externa bordes redondeados, y formas irregulares (anhedrales), redondeadas, atribuibles más a procesos físicos por efecto de las mareas que a rasgos de alteración química producidas por la elevada

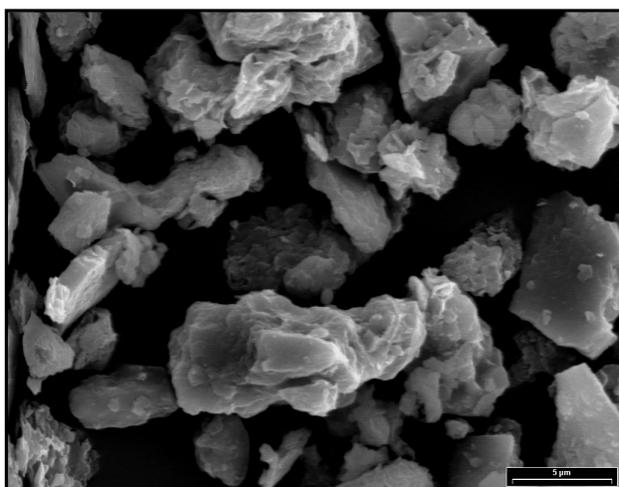
salinidad, debido que no se visualizan signos de tipo punteado, ni bordes carcomidos, como los observados en el ambiente lacunar.

Otra característica distintiva, respecto a lo observado en el ambiente lacunar es la ausencia de sílice opalina biogénica.

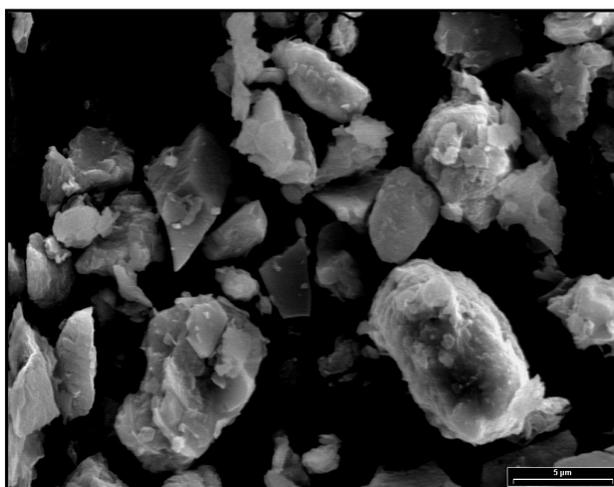
En la imagen d) se aprecian dos fragmentos de vidrio volcánico frescos, con bordes netos, el ubicado en la parte superior presenta de manera notoria la típica fractura concooidal, mientras que el inferior posee una morfología plana y compacta.

**Microfotografía N° 27:** vista bajo SEM de los fragmentos líticos presentes en la fracción limo fino del ambiente con elevada salinidad. a) y b) muestra CB1; c) y d) muestra CB5.

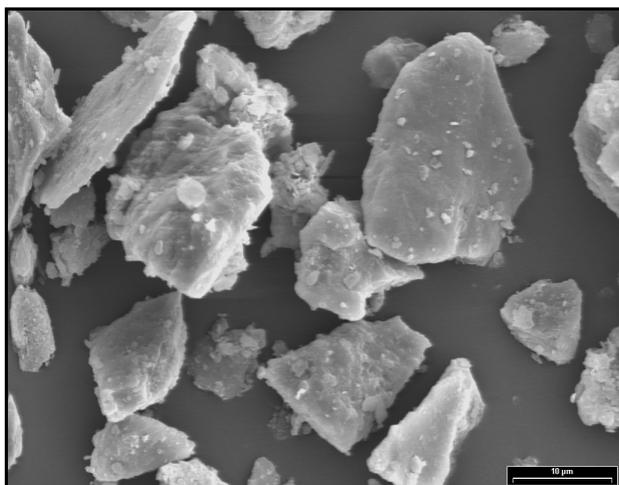
a)



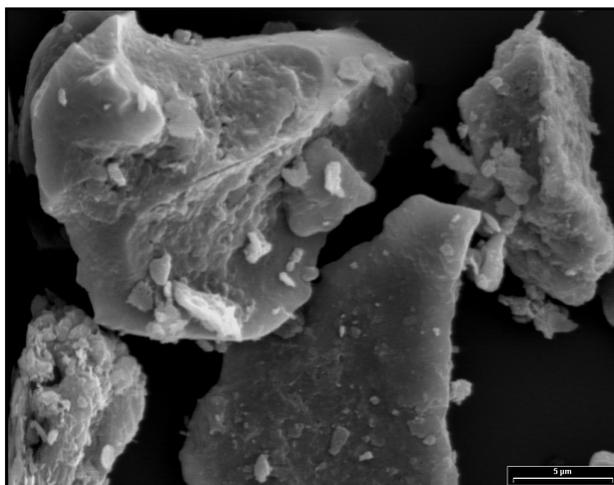
b)



c)



d)



### Análisis petrográfico de la fracción arena media (100-250 $\mu$ )

Del mismo modo que en el ambiente lacunar, durante el recuento de granos sueltos, de la fracción arena media correspondiente al ambiente marino, se observaron e identificaron los mismos componentes líticos: cuarzo, feldespatos, vidrios volcánicos incoloros de composición ácida y pardos de composición básica.

No obstante, como característica distintiva, en el ambiente marino se observaron vidrios volcánicos que presentan una morfología externa diferente.

Cabe señalar que tanto los criterios utilizados en la identificación, como las particularidades y propiedades ópticas más relevantes de cada una de las especies minerales consideradas, se encuentran descritos en la pág. 104 y 105 respectivamente.

A continuación, en la tabla N° 33, se presenta el valor medio porcentual obtenido luego del análisis petrográfico de la fracción arena media, en los ambientes geoquímicos considerados de acuerdo al nivel de salinidad, que conforman la transecta en Cabeza de Buey. Los datos de origen de esta variable se presentan en el Anexo, pág. 19.

**Tabla N° 33:** contenidos porcentuales medios de los componentes líticos identificados en Cabeza de Buey.

Especies minerales	Profundidad (cm)	Nivel de salinidad		
		alto n=2	intermedio n=2	bajo n=2
Cuarzo	0-2	12,5 <sup>(1)</sup>	13,2	-
	2-10	17,8 <sup>(2)</sup>	20,9	22,4
Feldespatos	0-2	16,5 <sup>(3)</sup>	17,8	-
	2-10	20,8 <sup>(4)</sup>	13,6	13,0
Vidrio incoloro	0-2	23,8 <sup>(5)</sup>	17,1	-
	2-10	18,6 <sup>(6)</sup>	14,0	8,4
Vidrio pardo	0-2	11,3 <sup>(7)</sup>	12,5	-
	2-10	11,8 <sup>(8)</sup>	15,1	15,6

(1):  $pA > 0,91$ ; (2):  $pA > 0,86$ ; (3):  $pA > 0,70$ ; (4):  $pA > 0,57$ ; (5):  $pA > 0,68$ ; (6):  $pA > 0,55$ ; (7):  $pA > 0,91$ ; (8):  $pA > 0,19$ .

De manera general, se observa una tendencia donde, a medida que aumenta el nivel de salinidad en los ambientes geoquímicos, disminuye el contenido medio de las

especies cuarzo y vidrio volcánico pardo, mientras que contrariamente en el caso de los feldespatos y vidrio volcánico incoloro el contenido medio aumenta proporcionalmente con el nivel de salinidad.

Sin embargo, de acuerdo con el análisis estadístico realizado, se destaca que independientemente de la profundidad de muestreo y del nivel de salinidad presente en los ambientes geoquímicos, las especies: cuarzo, feldespato, vidrio volcánico incoloro y vidrio volcánico pardo, no presentan variaciones en sus contenidos porcentuales medios a lo largo de la transecta. Esto se puede afirmar con una probabilidad mayor al 55 % en todos los casos, exceptuando la comparación realizada en las muestras subsuperficiales, donde el contenido porcentual de vidrio volcánico pardo no presenta diferencias significativas ( $p > 0,19$ ).

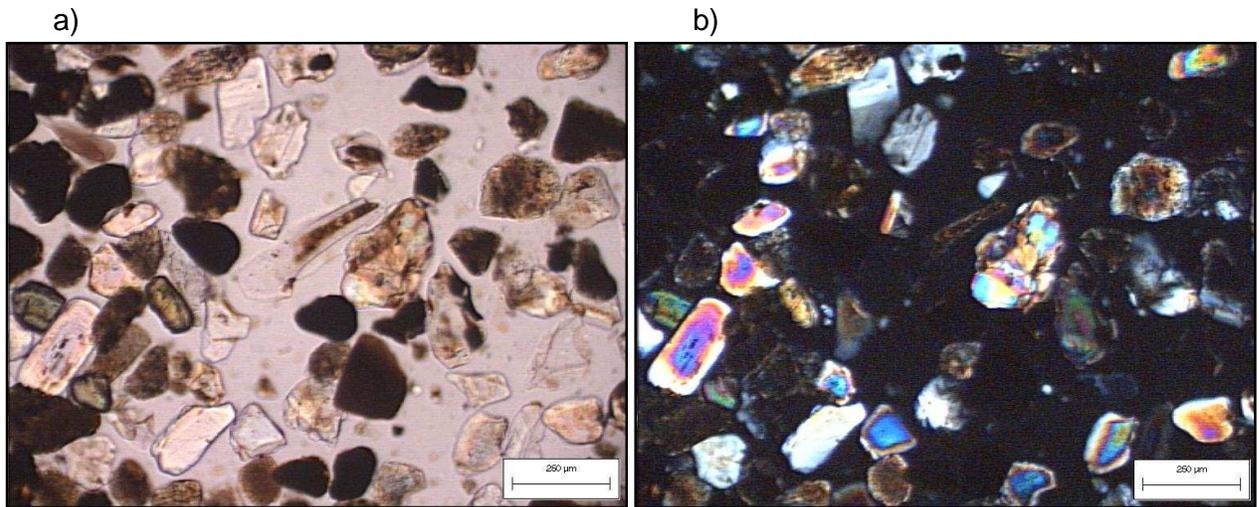
Es decir, que desde el punto de vista cuantitativo la totalidad de las especies líticas consideradas en el recuento petrográfico, no presentan diferencias significativas entre los ambientes geoquímicos planteados, de acuerdo al tenor salino existente.

Estos resultados son válidos incluso para las especies clásticas más livianas, de mayor sensibilidad a los procesos de transporte, como son los vidrios volcánicos. Debido a esto, en los análisis estadísticos realizados se observa que los vidrios volcánicos pardos siempre presentan la menor probabilidad de aceptación de hipótesis de igualdad de medias en el test de ANOVA, entre los diferentes ambientes geoquímicos de las muestras subsuperficiales (2-10 cm).

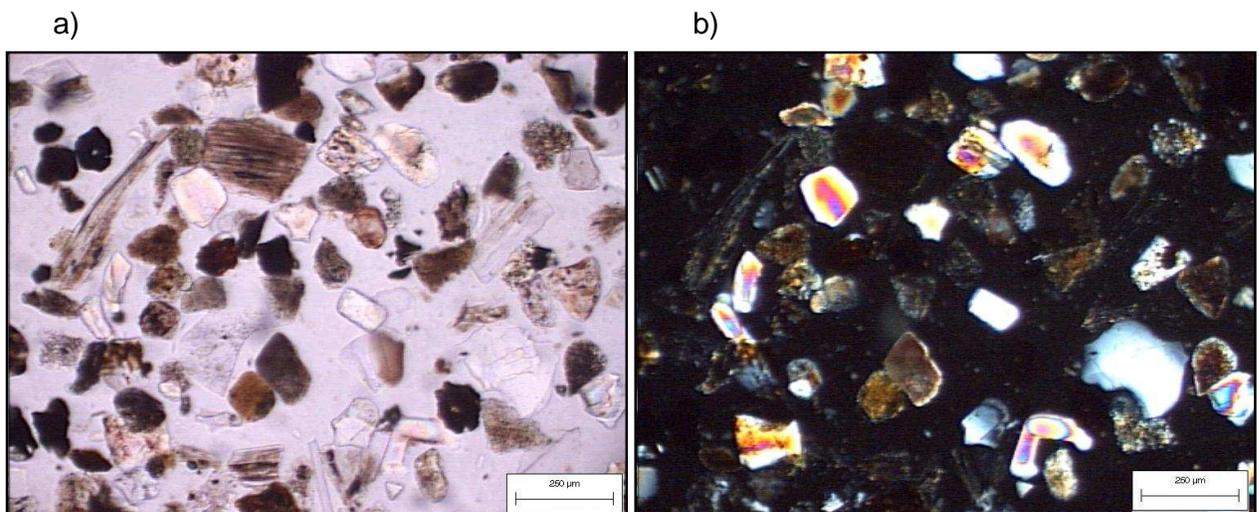
Con la finalidad de exhibir y reflejar los resultados presentados en la tabla N° 33, se tomaron microfotografías globales de los ambientes geoquímicos considerados de acuerdo al nivel de salinidad en Cabeza de Buey (microfotografías N° 28 a 30).

En las mismas, puede apreciarse a simple vista y de manera comparativa que los contenidos porcentuales medios de los componentes líticos considerados: cuarzo, feldespato, vidrio volcánico incoloro y vidrio volcánico pardo, son semejantes en los diferentes ambientes geoquímicos que conforman la transecta en Cabeza de Buey.

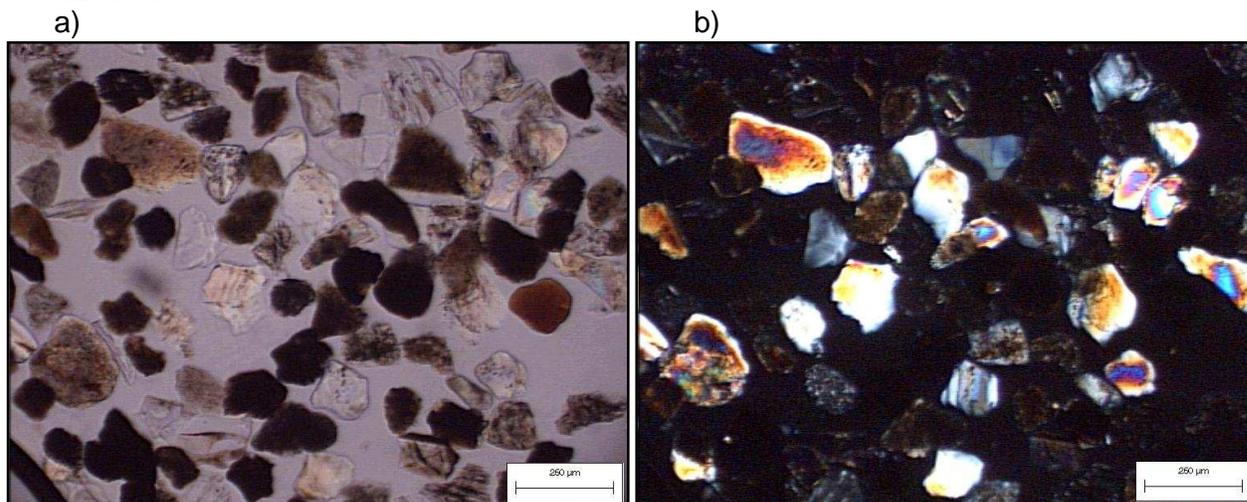
**Microfotografía N° 28:** vista global del ambiente geoquímico con bajo nivel de salinidad en Cabeza de Buey (muestra CB 6). a) con luz paralela, b) con nicoles cruzados.



**Microfotografía N° 29:** vista global del ambiente geoquímico con intermedio nivel de salinidad en Cabeza de Buey (muestra CB 2). a) con luz paralela, b) con nicoles cruzados.



**Microfotografía N° 30:** vista global del ambiente geoquímico con elevado nivel de salinidad en Cabeza de Buey (muestra CB 1). a) con luz paralela, b) con nicoles cruzados.



En las imágenes precedentes con luz paralela a), donde se presenta una vista general de los fragmentos líticos de la fracción arena media (100-250 μ), se puede observar comparativamente que la participación cuantitativa de cuarzo y feldespato no presenta grandes variaciones entre los tres ambientes geoquímicos planteados de acuerdo al nivel de salinidad.

Asimismo, si se comparan las fotografías a) y b): con luz paralela y con nicoles cruzados respectivamente, pertenecientes a los ambientes con elevada, intermedia y baja salinidad, a simple vista se advierte que los contenidos de vidrios volcánicos (que al ser isótropo aparece de color negro en la imagen derecha) son equivalentes a lo largo de la transecta.

### **Rasgos de alteración observados**

A continuación, se describirán en los tres ambientes geoquímicos planteados de acuerdo al nivel de salinidad, que conforman la transecta en Cabeza de Buey, los rasgos de alteración más representativos del estado general que poseen cada una de las especies clásticas consideradas.

De esta manera, se describirán desde el punto de vista cualitativo, las expresiones de alteración, al mayor detalle posible, tomando en cuenta no sólo los modelos de

meteorización propuestos por Stoops (1979), sino también los grados de desarrollo, mencionados oportunamente en la página 115, para el ambiente lacunar.

En este ambiente fue necesario realizar, tal como lo indica la bibliografía específica (Kunze et al. 1986), un suave pretratamiento con agua oxigenada para destruir la materia orgánica presente en forma de revestimiento pelicular sobre la superficie de los fragmentos líticos, con la finalidad de identificarlos correctamente en base a sus propiedades ópticas.

Cabe señalar, que el mencionado pretratamiento sólo se realizó en el ambiente marino, donde la mayoría de las muestras presentaron contenidos de materia orgánica superiores al 3 %, y debido a que el pH al mantenerse cerca de la neutralidad, no permite su dispersión.

### **Ambiente geoquímico con bajo nivel de salinidad**

#### **Cuarzo.**

De manera general, en este ambiente geoquímico, en referencia a la morfología externa se observan granos de cuarzo subredondeados y en menor proporción subangulares, con superficies límpidas y sin rasgos de lixiviación.

No obstante, en cuanto a los modelos de alteración propuestos por Stoops (1979) se observaron esporádicamente granos de cuarzo con signos de tipo punteado y pelicular muy suave, por lo que el grado de desarrollo es incipiente.

En la microfotografía N° 31 - a), se observan tres granos de cuarzo que presentan formas subhedrales en cuanto a su morfología externa. Además, el de la izquierda presenta menor coloración y una superficie límpida, mientras que los ubicados a la derecha (superior y borde inferior) exhiben mayor coloración y signos de lixiviación de tipo pelicular irregular, en pequeñas cavidades de la superficie mineral, con grado de desarrollo incipiente.

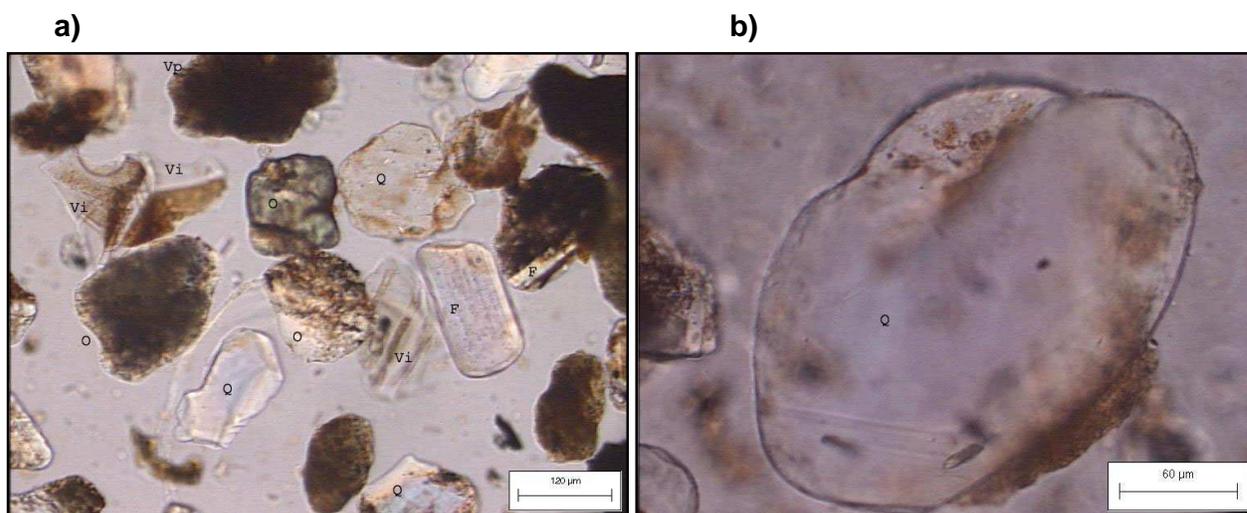
En la imagen derecha (b), se observa en detalle un fragmento de cuarzo con bordes subredondeados (anhedral), y que presenta adherido en superficie parte o “restos” del revestimiento pelicular de materia orgánica.

De aquí surge la necesidad de destacar, que evidentemente el pretratamiento realizado para destruir la materia orgánica, no fue totalmente efectivo, y que fácilmente estos restos de materia orgánica pueden ser confundidos como signos de alteración pelicular irregular

de los fragmentos líticos, principalmente en las imágenes que presentan granos sueltos con menor detalle.

**Microfotografía N° 31:** granos sueltos pertenecientes a la fracción arena media vistos con luz paralela; a) muestra CB 6; b) grano de cuarzo en detalle (muestra CB 3).

Q: cuarzo; F: feldespato; Vi: vidrio volcánico incoloro; Vp: vidrio volcánico pardo; O: otro mineral.



### Feldespato

En el ambiente geoquímico con baja salinidad, de manera general esta especie mineral presenta en cuanto a su morfología externa notorio clivaje, formas subhedrales y coloración variable, mientras que en referencia a los modelos de alteración se observaron con mayor frecuencia superficies límpidas, sin rasgos de alteración evidentes.

No obstante, en algunos casos particulares, se observaron signos de alteración de tipo punteado, pelicular irregular, o combinación de diversos rasgos, siendo el grado de desarrollo incipiente en todos los casos observados.

**Microfotografía N° 32:** grano de feldespato en detalle, perteneciente a la muestra CB3 (luz paralela).



En la imagen precedente se muestra un grano de feldespato que presenta un modelo de alteración de tipo complejo (conformado por signos de tipo punteado y pelicular irregular), con grado de desarrollo incipiente, con la finalidad de exhibir los casos aislados antes mencionados.

### **Vidrio volcánico incoloro**

Coincidentemente con el ambiente lacunar, de todas las especies consideradas, los clastos vítreos incoloros son los que presentaron mayor variabilidad tanto en la morfología externa, como en cuanto a los rasgos de alteración observados.

Como característica distintiva respecto del ambiente lacunar, es la presencia a lo largo de toda la transecta, de fragmentos vítreos incoloros que presentan numerosos y pequeños cristales, a modo de inclusiones en la matriz fluidal vítrea.

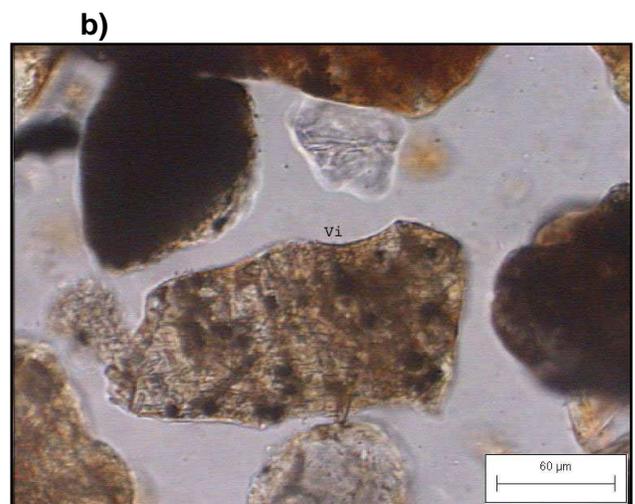
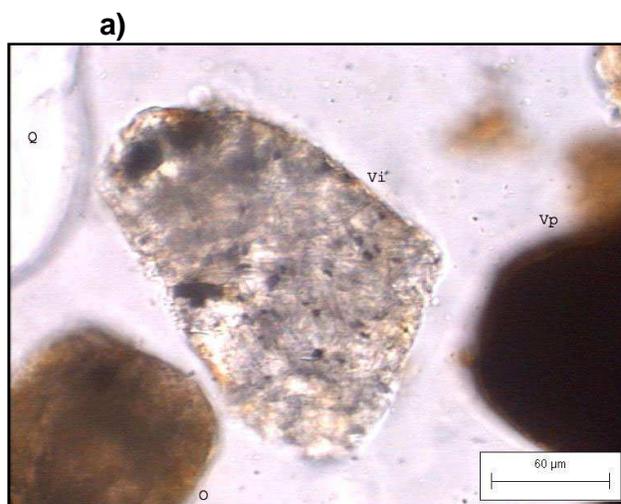
Los clastos de vidrio volcánico frecuentemente incluyen minerales formados, tanto antes de ser eyectados, como si por la temperatura que posee al salir del aparato volcánico y su velocidad de enfriamiento le permiten cristalizar. Siendo el primer caso más factible.

Por lo mencionado, el vidrio volcánico suele contener microcristales de apatito (como en las muestras de este ambiente), rutilo e incluso de algún feldespato, como puede ser sanidina o plagioclasa.

En este ambiente geoquímico, como en toda la transecta, se observó la coexistencia de vidrios volcánicos en estado completamente fresco, sin ningún rasgo de alteración visible, conjuntamente con fragmentos vítreos que presentan variados signos de alteración, con grado de desarrollo incipiente (microfotografía N° 33).

**Microfotografía N° 33:** diversos rasgos de alteración y diferentes morfologías externas presentes en vidrios volcánicos incoloros, en la muestra CB 6, vistos con luz paralela. a) y b) detalle de fragmentos vítreos incoloros con microcristales de apatito.

Q: cuarzo; F: feldespato; Vi: vidrio volcánico incoloro; Vp: vidrio volcánico pardo; O: otro mineral.



En la imagen central precedente, se aprecian dos clastos vítreos incoloros que se ven coloreados debido a que sus superficies están argilizadas. Además, el vidrio ubicado en la parte inferior presenta en cuanto a su morfología externa forma plana, bordes netos y la característica fractura concoidal, mientras que en referencia a los rasgos de alteración, presenta canalículos de textura fluidal argilizados, con grado de desarrollo incipiente.

En las imágenes a) y b) de la microfotografía N° 33, se observan en detalle clastos vítreos incoloros, que presentan microcristales de apatito en la masa vítrea.

Cabe señalar, que los microcristales siempre se presentan contenidos en la masa vítrea, y no en los canalículos, donde se encuentran los productos de alteración.

### **Vidrio volcánico pardo**

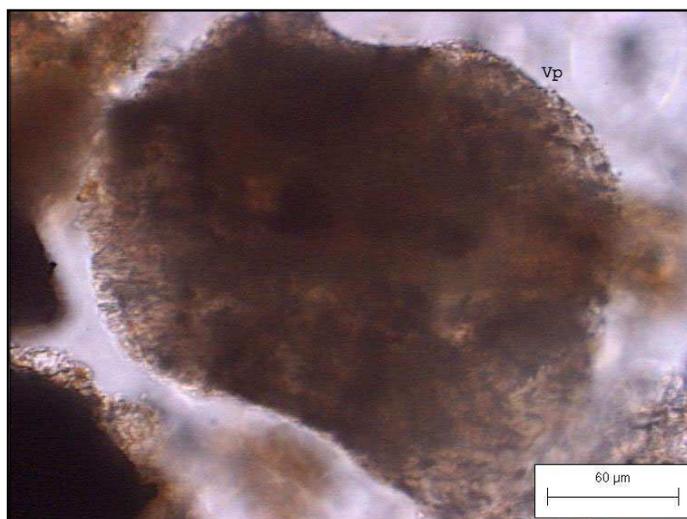
En referencia a la morfología externa, esta especie lítica presenta diferentes variantes, encontrando formas subhedrales o anhedrales, si bien lo más frecuente es observar fragmentos fuertemente coloreados, planos, redondeados y compactos.

Aquí también, como característica distintiva respecto del ambiente lacunar, se observa a lo largo de toda la transecta, la presencia de fragmentos vítreos pardos con microcristales en la matriz fluidal.

La coloración y aspecto turbio que presenta esta especie, es debido a que posee hierro y manganeso, que tiñe con óxidos, hidróxidos, etc. la superficie de los clastos.

En algunos casos, debido a esta fuerte coloración, se dificulta la observación de los signos de alteración, siendo más abundante el de tipo pelicular con grado de desarrollo incipiente, que aparece como anubarramientos en la superficie del mineral (microfotografía N° 34).

**Microfotografía N° 34:** fragmento de vidrio volcánico pardo en detalle, perteneciente a la muestra CB 3 (luz paralela).



## Ambiente geoquímico con intermedio nivel de salinidad

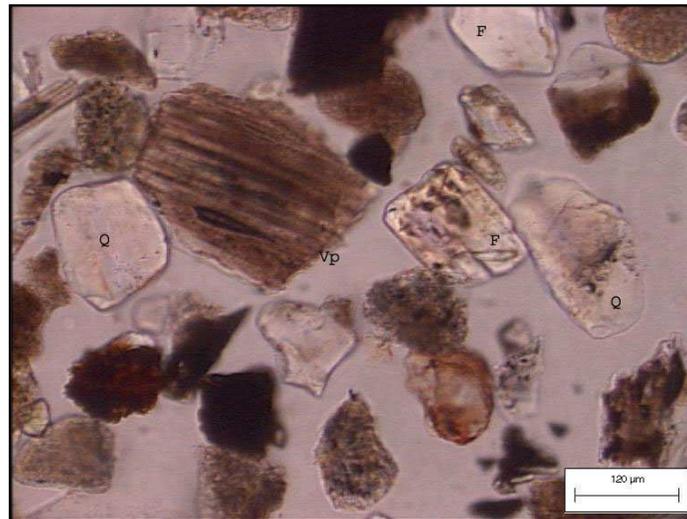
### Cuarzo

En el ambiente geoquímico con moderada salinidad, esta especie mineral presenta en referencia a la morfología externa y los modelos de alteración, características semejantes a las ya descritas en el ambiente con baja salinidad.

Es decir que el cuarzo no presenta cambios cualitativos netos en el ambiente con intermedia salinidad, comparado con el ambiente de bajo tenor salino.

**Microfotografía N° 35:** vista general de granos sueltos de la fracción arena media, pertenecientes a la muestra CB 2 (luz paralela).

Q: cuarzo; F: feldespato; Vi: vidrio volcánico incoloro; Vp: vidrio volcánico pardo.



La imagen precedente, muestra una vista general de los granos sueltos, correspondientes al ambiente con intermedio contenido salino, donde se observan dos clastos de cuarzo que presentan en cuanto a la morfología externa, formas subredondeadas, bordes netos y moderada coloración.

En referencia a los rasgos de lixiviación, se aprecia coexistencia de cuarzo con superficies límpidas, sin signos evidentes de lixiviación (clasto ubicado a la izquierda), conjuntamente con otros que poseen un modelo complejo, conformado por un leve punteado en superficie y un signo de tipo pelicular irregular, con grado de desarrollo incipiente (cuarzo ubicado a la derecha).

También se puede apreciar en esta microfotografía, que la coexistencia de materiales sin y con rasgos de alteración en superficie, es válida para los feldespatos.

### **Feldespato**

En el ambiente geoquímico con intermedio contenido salino para esta especie mineral, no se encontraron signos de alteración evidentes. No obstante, en algunos casos aislados, se observaron signos de tipo punteado, pelicular irregular o combinaciones de ambos, por lo que el grado de desarrollo sólo sería incipiente.

En referencia a la morfología externa, los feldespatos no presentaron variaciones, respecto al anterior ambiente mencionado.

**Microfotografía N° 36:** granos de cuarzo y feldespato en detalle, pertenecientes a la muestra CB 2 (luz paralela).

Q: cuarzo; F: feldespato.



En la imagen precedente, se aprecian en detalle rasgos de alteración de tipo punteado, en la superficie de clastos de cuarzo y feldespato. Si bien, comparativamente se observa que bajo el accionar de este ambiente geoquímico se ve más afectado el feldespato, en ambos casos el grado de desarrollo sólo sería incipiente.

### **Vidrio volcánico incoloro**

En la microfotografía N° 37, se muestra una vista general del ambiente geoquímico con moderada salinidad, con abundante presencia de clastos vítreos.

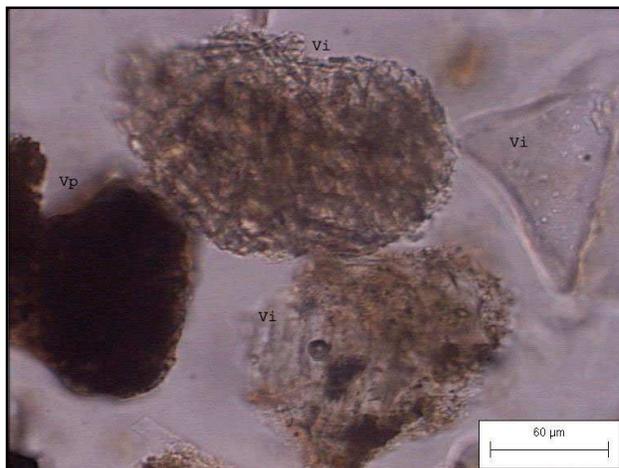
Nuevamente, se aprecia la coexistencia de vidrios volcánicos en estado completamente fresco, conjuntamente con fragmentos vítreos que presentan variados signos de alteración, que han sido clasificados con grado de desarrollo incipiente.

**Microfotografía N° 37:** vista general de granos sueltos pertenecientes al ambiente geoquímico que presenta intermedio nivel de salinidad (muestra CB 2); a) y b) detalle de clastos vítreos incoloros, con luz paralela.

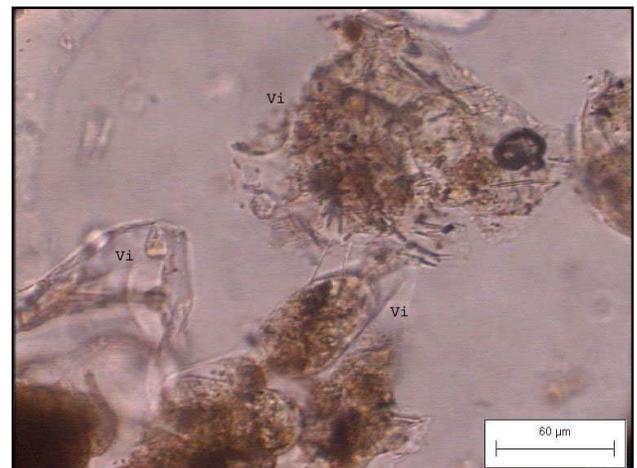
F: feldespato; Vi: vidrio volcánico incoloro; Vp: vidrio volcánico pardo.



a)



b)



En las imágenes precedentes, se observan clastos vítreos incoloros que presentan en cuanto a su morfología externa forma plana, bordes netos y la característica fractura concoidal.

En referencia a los rasgos de alteración, en la imagen central se aprecian los siguientes modelos: canaliculos de textura fluidal (superior, inferior y derecha de la imagen), punteado muy leve (centro inferior) y de tipo pelicular irregular, teniendo en todos los casos un grado de desarrollo incipiente.

En a) se observan en detalle dos clastos vítreos incoloros que presentan microcristales de apatito en la masa vítrea, y un modelo de alteración de tipo pelicular irregular, con grado de desarrollo incipiente, conjuntamente con un clasto en estado completamente fresco (derecha). En b) se aprecia a la izquierda un vidrio con canaliculos de textura fluidal argilizados, y a la derecha dos clastos vítreos incoloros con modelos de tipo pelicular sobre las cavidades de fractura, con grado de desarrollo incipiente.

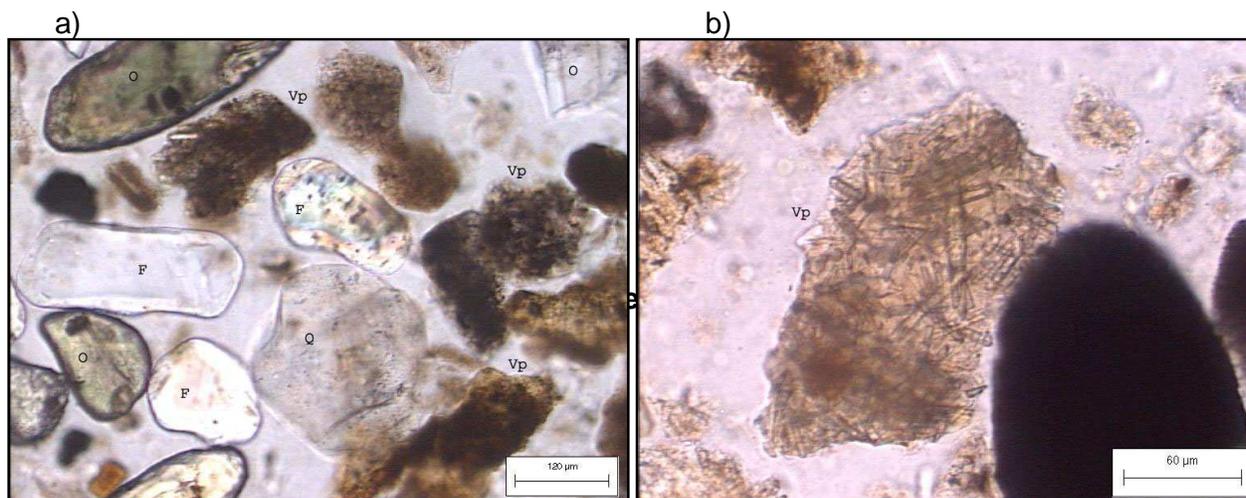
### Vidrio volcánico pardo

De manera general, y como se aprecia en la microfotografía N° 38 - a), el vidrio volcánico pardo no presenta variaciones a las ya descritas para el ambiente con baja tenor salino, en cuanto a la morfología externa, a los modelos de alteración y al grado de desarrollo.

En la microfotografía N° 38 – b), se muestra en detalle un fragmento vítreo pardo, plano, con forma anhedral, bordes redondeados y suave coloración, que presenta numerosos microcristales de apatito en la matriz fluidal. La coloración de esta especie lítica, de naturaleza básica, se debe a la formación de óxidos, hidróxidos, etc. de hierro y manganeso, que tiñen la superficie de los clastos al estar expuestos en ambientes más ácidos, donde son más inestables.

**Microfotografía N° 38:** vista con luz paralela, del ambiente que posee moderado contenido salino (muestra CB 4). a) aspecto general de abundantes vidrios volcánicos pardos; b) detalle de fragmento vítreo pardo con microcristales de apatito.

Q: cuarzo; F: feldspato; Vp: vidrio volcánico pardo; O: otro mineral.



De manera general, durante el análisis petrográfico perteneciente a este ambiente geoquímico, no se observaron variaciones en cuanto a la morfología externa de estas especies minerales, respecto del ambiente geoquímico con moderada salinidad, anteriormente descrito.

En referencia a los modelos de alteración, se observó que tanto el cuarzo como el feldespato, presentan en casos puntuales algunos rasgos de alteración, siendo el de tipo punteado el modelo más notorio, con grado de desarrollo incipiente (microfotografía N° 39).

**Microfotografía N° 39:** aspecto general que presentan cuarzos y feldespatos pertenecientes a las muestras CB 1 (izquierda) y CB 5 (derecha) del ambiente geoquímico con elevada salinidad (luz paralela).

Q: cuarzo; F: feldespato; Vi: vidrio volcánico incoloro; O: otro mineral.



### **Vidrios volcánicos incoloro y pardo**

Bajo el accionar del ambiente geoquímico con elevado tenor salino, no se encontraron diferencias cualitativas netas en los fragmentos vítreos incoloros y pardos, respecto a los modelos de alteración ya descritos, para los ambientes geoquímicos anteriores (baja y moderada salinidad).

A continuación, en las microfotografías N° 40 y 41, se presentan fragmentos vítreos incoloros y pardos que presentan en cuanto a su morfología externa formas planas, anhedrales, y bordes redondeados.

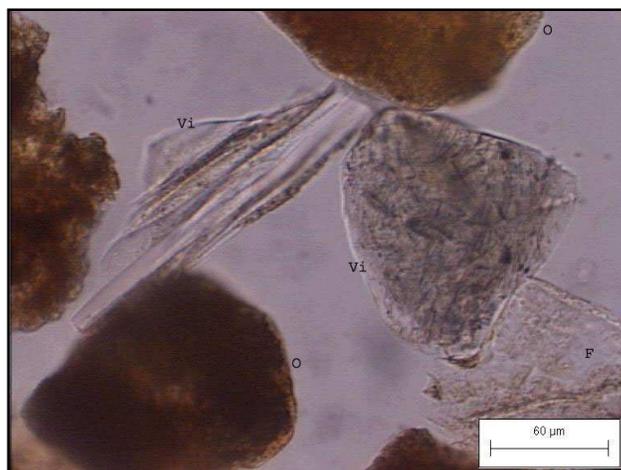
En referencia a los modelos de alteración se aprecian, en la imagen N° 40 – a): canaliculos de textura fluidal argilizados (izq.), y modelos de tipo pelicular irregular (centro y der.); b) fragmentos vítreos frescos, y modelo de alteración pelicular; c) modelo de

alteración complejo, conformado por rasgos de tipo pelicular irregular, y canalículos fluidales argilizados, cruzados. En todos los casos el grado de desarrollo es incipiente.

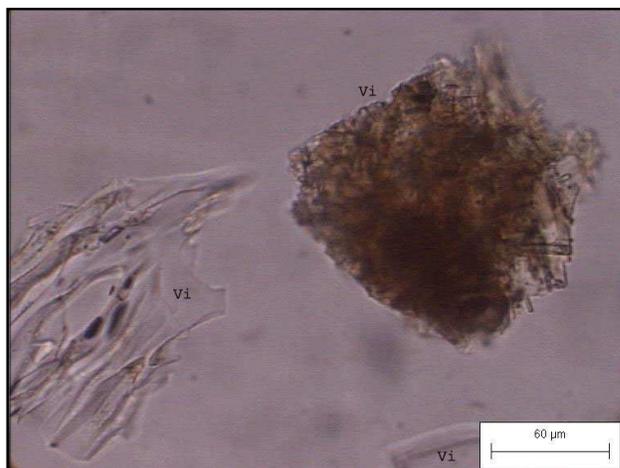
**Microfotografía N° 40:** vidrios volcánicos incoloros con diversos signos de alteración; pertenecientes al ambiente geoquímico con elevada salinidad, vistos con luz paralela. a) y b) muestra CB 1, c) muestra CB 5.

F: feldespato; Vi: vidrio volcánico incoloro; O: otro mineral.

a)



b)



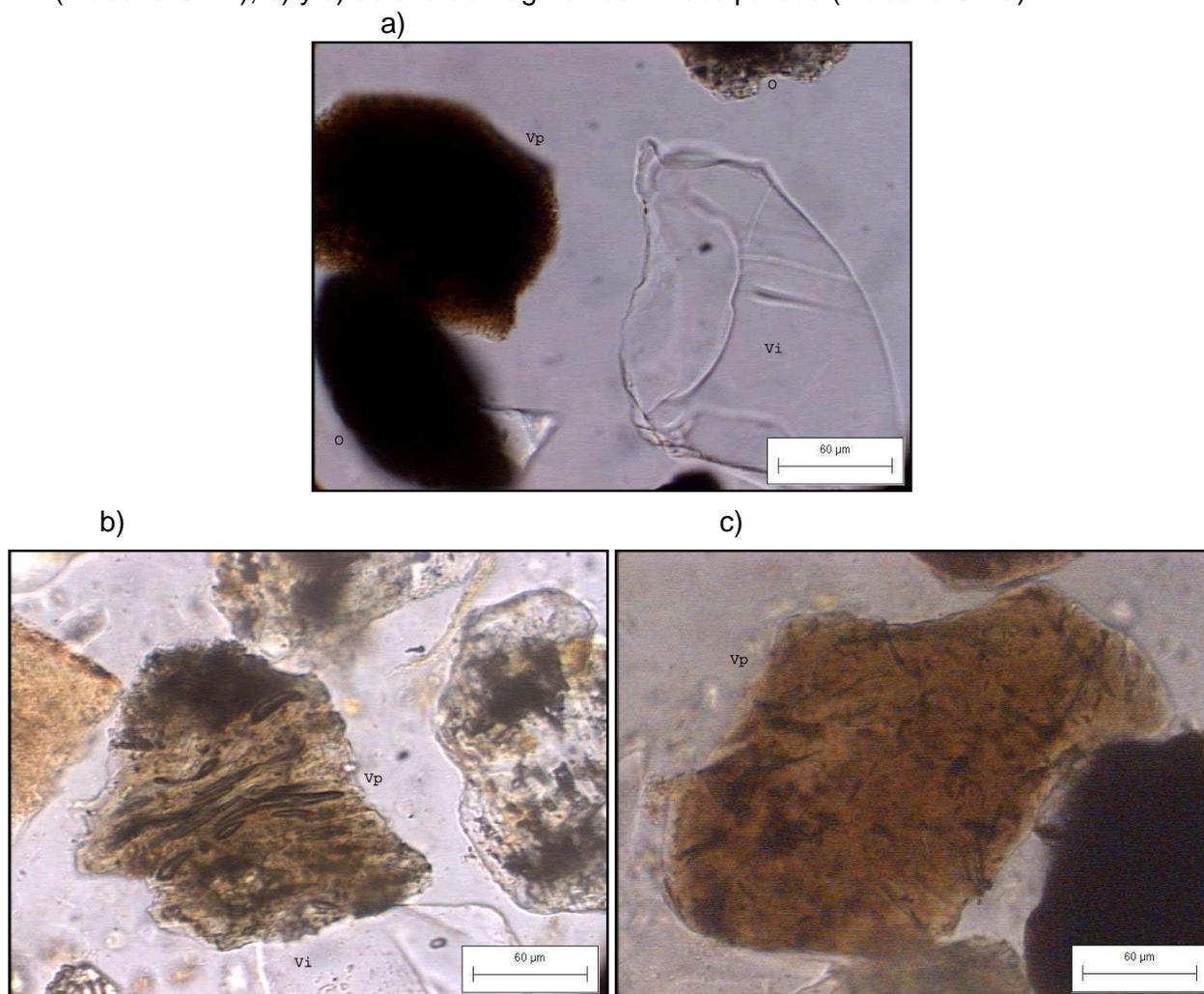
c)



Como se mencionó anteriormente, en algunos fragmentos vítreos pardos, como el que se muestra en la microfotografía N° 41 – a), es tan intensa la coloración que no permite visualizar los signos de alteración.

En b) se observa en detalle un fragmento vítreo pardo, moderadamente coloreado, con vesículas alargadas en la masa fluidal, mientras que en c) se aprecian numerosos microcristales, a manera de inclusiones en la masa vítrea.

**Microfotografía N° 41:** aspecto general de vidrios volcánicos pardos, en el ambiente geoquímico con elevada salinidad (luz paralela). a) clastos vítreos incoloro y pardo (muestra CB 1); b) y c) detalle de fragmentos vítreos pardos (muestra CB 5).



A manera de resumen y de acuerdo con las descripciones realizadas durante el análisis petrográfico, se advierte que las especies clásticas consideradas: cuarzo, feldespato, vidrio volcánico incoloro y pardo en la fracción arena media (100-250  $\mu$ ), no presentaron importantes variaciones desde el punto de vista cualitativo, teniendo en cuenta la morfología externa de los fragmentos líticos, las expresiones de alteración, y el grado de desarrollo de las mismas a lo largo de la transecta en Cabeza de Buey.

Sin embargo, como característica distintiva respecto del ambiente lacunar, cabe destacar en los vidrios volcánicos (incoloro y pardo) la presencia de numerosos y pequeños cristales, a modo de inclusiones en la matriz fluidal vítrea.

En todos los ambientes geoquímicos planteados de acuerdo al nivel de salinidad, e independientemente de la especie lítica considerada, se observó la coexistencia de clastos con superficies límpidas, de aspecto fresco, conjuntamente con la presencia de variados signos de alteración.

En este sentido, y a pesar de que las fotografías fueron tomadas en los granos sueltos que exhibían los signos de alteración más notorios, para las especies minerales: cuarzo y feldespato éstos rasgos eran menos frecuentes, limitándose a casos más puntuales, mientras que en los vidrios volcánicos (incolores y pardos) los signos de alteración tenían una mayor frecuencia.

No obstante, los modelos de alteración observados en todas las especies líticas, independientemente del nivel de salinidad presente en el ambiente geoquímico, han sido clasificados con un grado de desarrollo incipiente.

De la misma manera que en el ambiente lacunar (Pág. 130), a continuación en la tabla N° 34, se establece el grado de meteorización en la fracción arena media, calculando el índice de meteorización, a partir de la relación entre los contenidos porcentuales de los minerales más estables (cuarzo) y los más fácilmente meteorizables (feldespato).

Los datos de origen de esta variable se presentan en el Anexo, página 19.

**Tabla N° 34:** valores medios del índice de meteorización (**I c/f**), considerando al feldespato como la especie más fácilmente alterable.

		Nivel de salinidad		
		Profundidad	alto	intermedio
I c/f	0-2 cm	0,78 <sup>(1)</sup>	0,72	-
	2-10 cm	2,67 <sup>(2)</sup>	1,83	2,67

(1):  $pA > 0,84$ ; (2):  $pA > 0,57$ .

Como se observa en la tabla precedente, considerando a los feldespatos como los minerales más fácilmente alterables, no se encuentran diferencias significativas en el grado de meteorización, entre los distintos ambientes geoquímicos planteados de acuerdo al nivel de salinidad ( $p > 57\%$ ).

Estos resultados estarían ratificando los resultados cuantitativos y cualitativos, obtenidos durante el análisis mineralógico de la fracción arena media, a partir del recuento de granos sueltos.

Teniendo en cuenta sólo los resultados obtenidos a partir de las determinaciones mineralógicas de la fracción arena media (100-250  $\mu$ ), se llegó a las siguientes **conclusiones parciales:**

- Desde el punto de vista cuantitativo, se destaca que independientemente de la profundidad de muestreo y del nivel de salinidad presente en los ambientes geoquímicos, las especies: cuarzo, feldespato, vidrio volcánico incoloro y vidrio volcánico pardo, no presentan variaciones en sus contenidos porcentuales medios a lo largo de la transecta.
- Desde el punto de vista cualitativo, las especies clásticas consideradas no presentaron notables variaciones a lo largo de la toposecuencia, teniendo en cuenta no sólo la morfología externa, sino también las expresiones de alteración y el grado de desarrollo de las mismas.
- Como característica distintiva, los vidrios volcánicos (incoloro y pardo) presentan numerosos y pequeños cristales, a modo de inclusiones en la matriz fluidal vítrea, a lo largo de la transecta.
- En todos los ambientes geoquímicos, e independientemente de la especie lítica considerada, se observa la coexistencia de clastos de aspecto fresco, con superficies límpidas, conjuntamente con la presencia de variados signos de alteración y grados de desarrollo.
- Los modelos de alteración observados en todas las especies líticas, independientemente del nivel de salinidad presente en el ambiente geoquímico y de la profundidad, han sido clasificados con un grado de desarrollo incipiente.
- El índice de meteorización (I c/f), calculado considerando a los feldespatos como los minerales más fácilmente alterables, se presenta invariable a lo largo de la transecta.

## Conclusiones

De manera general, considerando los sitios lacunar y marino estudiados, se advierte que los diferentes métodos utilizados (físicos, químicos y mineralógicos) aportan en mayor o menor medida la información que permite cuantificar y analizar el efecto producido por una elevada concentración de sales sobre los constituyentes minerales y orgánicos del suelo.

Los resultados físicos obtenidos evidencian una elevada homogeneidad granulométrica de las muestras dentro de cada ambiente geoquímico y ciertos procesos de selección que soportan los sedimentos.

A partir de los resultados químicos, se reflejan no sólo las características intrínsecas de los ambientes geoquímicos considerados en las transectas salinas (lacunar y marina), sino que además se revelan cuáles son los factores y condiciones que afectan mayormente el fenómeno de alteración química.

Los análisis mineralógicos permitieron no sólo corroborar algunas de las transformaciones que tienen lugar como consecuencia de las condiciones imperantes en cada ambiente geoquímico, sino además establecer las especies clásticas más afectadas durante dicho proceso.

Las discrepancias más notorias entre ambos sitios pueden resumirse en la siguiente tabla:

<b>Procesos</b>	<b>Ambiente lacunar</b>	<b>Ambiente marino</b>
<b>Transporte y acumulación de materiales</b>	Fuerte aumento en concentración de materiales finos hacia el centro de la depresión (selección).	No se evidencian tendencias de cambios granulométricos en una determinada dirección.
<b>Acumulación de sales y alcalinización</b>	Fuerte aumento en la concentración de sales hacia el centro de la depresión con la formación de $\text{Na}_2\text{CO}_3$ (pH = 10).	Alternan zonas de altas y bajas concentraciones salinas. Predominio de sales neutras ( $\text{NaCl}$ , $\text{Na}_2\text{SO}_4$ , $\text{MgCl}_2$ , $\text{MgSO}_4$ ) (pH 7-8,5).
<b>Cambios en propiedades fisicoquímicas de coloides</b>	Aumentan hacia el centro de la depresión.	No presentan variaciones apreciables a lo largo de la transecta.
<b>Contenidos residuales y reactividad de óxidos pedogenéticos de sílice y alúmina</b>	Se establece una secuencia de alteración: >>>interior de la depresión>> zonales > bordes. La reactividad disminuye en las fracciones más finas bajo las condiciones más agresivas.	Se mantienen sin variaciones independientemente del ambiente geoquímico considerado.
<b>Minerales secundarios</b>	Bajo condiciones de mayor alcalinidad aumenta la presencia de calcita y se observa neoformación de montmorillonita.	A lo largo de la transecta predominan minerales arcillosos heredados (montmorillonita).
<b>Composición mineral (arena media)</b>	Aumentan los contenidos de vidrio volcánico incoloro y disminuyen los de cuarzo hacia el interior de la depresión, mientras que feldespatos y vidrio volcánico pardo no varían.	No se presentan notables cambios de composición a lo largo de la transecta.
<b>Grado de alteración (arena media)</b>	Incipiente en feldespatos y vidrio volcánico pardo; moderado en cuarzo; y avanzado en vidrio volcánico incoloro.	En los diferentes ambientes sólo se encontraron expresiones con grado de alteración incipiente.

Las principales evidencias contenidas en el cuadro precedente, establecen que bajo ambientes cerrados de intemperización como la **depresión lacunar**, que presentan una acumulación tanto de materiales sedimentarios (selección granulométrica y mineralógica), como de sales solubles hacia el interior de la depresión, sumado a variaciones de humedad y temperatura, y catalizados por la formación in situ de carbonatos alcalinos, que determinan un marcado aumento del pH, se produce una mayor liberación de sílice y alúmina desde la fase sólida hacia la solución del medio.

Las condiciones precedentes permiten establecer una secuencia pedoquímica lateral, en función de la agresividad del ambiente geoquímico, que abarca desde los sitios más afectados por alteración, como son los del interior de la depresión, pasando por una situación intermedia conformada por los suelos zonales (de los planos estabilizados), hasta llegar a los sectores menos afectados por este proceso que se corresponden con los suelos de borde de la depresión (materiales eólicos recientes).

En el interior de la depresión, consecuencia del accionar del ambiente geoquímico, que presenta condiciones de intensa hidrólisis, y donde prevalecen procesos de meteorización química, se observa que la especie primordialmente afectada es el vidrio volcánico incoloro, secundada por algunos minerales primarios. Entre los cuales, el cuarzo presentó rasgos de lixiviación, que se clasificaron con grado de desarrollo moderado.

El índice de meteorización resultó significativo de los diferentes grados de alteración a lo largo de la toposecuencia, sólo cuando se consideró el vidrio volcánico incoloro como la especie más fácilmente alterable, mientras que permaneció invariable al considerar los feldespatos, como los minerales más lábiles.

En estos ambientes geoquímicos, quedó revelada la neoformación de minerales secundarios de tipo 2:1 indicando que estos procesos se mantienen activos, también se puede ordenar una secuencia illita – interestratificados – montmorillonita, a medida que las condiciones del medio se hacen más agresivas.

El equilibrio del sistema es controlado por un balance dinámico entre la liberación de sílice y alúmina desde la fase sólida hacia la solución del medio, y la neoformación de minerales de arcilla, donde el sentido está desplazado desde la fase soluble hacia el estado cristalino.

En el **ambiente marino** por el contrario, no se detectaron cambios fisicoquímicos o mineralógicos relevantes asociados al accionar de ambientes geoquímicos altamente salinizados, por lo que se concluye que los procesos de alteración son incipientes.

En estos ambientes cercanos a la neutralidad, la escasa agresividad que presenta el medio no es suficiente para producir una evidente alteración de las especies clásticas consideradas.

Considerando los resultados obtenidos en los ambientes estudiados (lacunar y marino) el contenido de sílice amorfa residual, obtenido en la fracción arcilla, podría ser un adecuado indicador de los procesos de alteración química que afectan a los minerales del suelo, para condiciones como las de la zona en estudio.

Para finalizar y por lo expuesto precedentemente, pudo demostrarse que la alteración de los minerales fue más afectada por el tipo de sales que por la concentración presente.

## Bibliografía

- Akhter, J.; Murray, R.; Mahmood, K.; Malik, K.A.; Ahmed, S. (2004). "Improvement of degraded physical properties of a saline-sodic soil by reclamation with kallar grass". *Plant and Soil*, Vol. 258: 207-216 pp.
- Amundson, R.G.; Lund, L.J. (1985). "Changes in the chemical and physical properties of a reclaimed saline-sodic soil in the San Joaquin valley of California". *Soil Science*, Vol. 140: 213-222 pp.
- Baravalle, R.A. (1992). Dinámica del fósforo edáfico en haplustoles énticos de la región semiárida pampeana. Tesis de Magíster, UNS.
- Berner, R.A.; Holdren, G.R. (1979). "Mechanism of feldspar weathering: II. Observations of feldspars from soils". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 43: 1173-1186 pp.
- Besoain, Eduardo (1985). Mineralogía de arcillas de suelos. Publicado por el Centro Interamericano de Documentación e Información Agrícola (CIDIA), San José, Costa Rica, 1205 pp.
- Beutelspacher, H.; Van Der Marel, H.W. (1968). Atlas of Electron Microscopy of Clay Minerals and their Admixtures. Elsevier Publishing Company, New York, 333 pp.
- Bhargava, G.P.; Pal, D.K.; Kapoor, B.S.; Goswami, S.C. (1981). "Characteristics and Genesis of Some Sodic Soils in the Indo-Gangetic Alluvial Plains of Haryana and Uttar Pradesh". *Journal Indian Soc. Soil Sci.*, Vol. 29: 61-70 pp.
- Blanco, M.; Sánchez, L. (1994). "Mineralogía de Arenas en Suelos Loésicos del Sudoeste Pampeano, Argentina". *Turrialba*, Vol. 44: 147-159 pp.
- Blanco, M.C.; Amiotti, N. (2001). "Semiarid and humid soils of Buenos Aires Province". Field Excursion Guide Book. The 12<sup>th</sup> International Clay Conference. "2001 a Clay Odyssey" and 3<sup>rd</sup> International Symposium on Activated Clays. July 22-28, 2001. UNS, Bahía Blanca, Argentina.
- Blanco, M.C.; Amiotti, N.; Aguilar Ruiz, J. (2003). "Reconstrucción de la evolución geopedogenética en una toposecuencia del sudoeste pampeano". *Ciencia del Suelo*, Vol. 21: 59-70 pp.
- Blank, R.R.; Fosberg, M.A. (1991). "Duripans of Idaho, U.S.A.: in situ alteration of eolian dust (loess) to an opal-A/ X-ray amorphous phase". *Geoderma*, Vol. 48: 131-149 pp.
- Branda, M.M. (1995). Estructura superficial de sílice amorfa. Modelamiento microscópico y estadístico del proceso de deshidratación. Tesis Doctoral en Química, UNS, Bahía Blanca, Argentina.
- Buckman, H.O.; Brady, N.C. (1977). Naturaleza y propiedades de los suelos. Reimpreso en España por TONSA, San Sebastián, 590 pp.
- Buol, S.W.; Hole, F.D.; Mc Cracken, R.J. (1990). Génesis y clasificación de suelos. Editorial Trillas, 2<sup>ed</sup>, México, 417 pp.
- Cady, J.G.; Wilding, L.P.; Drees, L.R. (1986). "Petrographic Microscope Techniques". American Society of Agronomy- Soil Science Society of America, Madison WI, USA, 2<sup>o</sup> edition, 185-218 pp.

- Carter, M.R. (ed) (1993). Soil sampling and methods of analysis. Canadian Society of Soil Science, Lewis publishers, 823 pp.
- Chadwick, O.A.; Hendricks, D.M.; Nettleton, W.D. (1987a). "Silica in Duric Soils: I. A Depositional Model". Soil Sci. Soc. Am. J., Vol. 51:975-982 pp.
- Chadwick, O.A.; Hendricks, D.M.; Nettleton, W.D. (1987b). "Silica in Duric Soils: II. Mineralogy". Soil Sci. Soc. Am. J., Vol. 51: 982-985 pp.
- Chernet, T.; Travi, Y.; Valles, V. (2001). "Mechanism of degradation of the quality of natural water in the lakes region of the ethiopian rift valley". Water Research, Vol. 35: 2819-2832 pp.
- Chunming, S.; Harsh, J.B. (1996). "Alteration of Imogolite, Allophane, and Acidic Soil Clays by Chemical Extractants". Soil Science Am. J., Vol. 60: 77-85 pp.
- Churchman, G.J.; Skjemstad, J.O.; Oades, J.M. (1993). "Influence of clay minerals and organic matter on effects of sodicity on soils". Aust. J. Soil Res., Vol. 31: 779-800 pp.
- Cortes, A.; Franzmeier, D.P. (1972). "Weathering of primary minerals in volcanic ash-derived soils of central cordillera of Colombia". Geoderma, Vol. 8: 165-176 pp.
- Curtin, D.; Steppuhn, H.; Mermut, A.R.; Selles, F. (1995). "Sodicinity in irrigated soils in Saskatchewan: Chemistry and structural stability". Can. J. Soil Sci., Vol. 75: 177-185 pp.
- De Villiers, J.M. (1971). "The Problem of Quantitative Determination of Allophane in Soil". Soil Science, Vol.112: 2-7 pp.
- del valle Centurión (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, 556 pp.
- Delvaux, B.; Herbillion, A.; Vielvoye, L. (1989). "Characterization of a Weathering Sequence of Soils Derived from Volcanic Ash in Cameroon. Taxonomic, Mineralogical and Agronomic Implications". Geoderma, Vol 45: 375-388 pp.
- Drees, L.R.; Wilding, L.P.; Smeck, N.E.; Senkayi, A.L. (1989). "Silica in Soils: Quartz and Disordered Silica Polymorphs". Minerals in Soil Enviroments (2º edition). Soil Science Society of America, Madison, WI, USA, 913-974 pp.
- Dregne, H.E. (1976). Soils of Arid Regions. Elsevier Scientific Publishing Company, New York, 622 pp.
- Egli, M.; Fitse, P.; Mirabella, A. (2001). "Weathering and evolution of soils formed on granitic, glacial deposits: results from chronosequences of Swiss alpine environments". Catena, Vol. 45: 19-47 pp.
- Elgawhary, S.M.; Lindsay, W.L. (1972). "Solubility of Silica in Soils". Soil Sci. Soc. Amer. Proc., Vol. 36: 439-442.
- Estadísticas climatológicas (1961-1970). Fuerza Aérea Argentina, Comando de Regiones Aéreas, Servicio Metereológico Nacional. Estadística N° 35, Bs. As. (1985), 2º edición.
- Estadísticas climatológicas (1971-1980). Fuerza Aérea Argentina, Comando de Regiones Aéreas, Servicio Metereológico Nacional. Estadística N° 36, Bs. As. (1986), 1º edición.

- Estadísticas climatológicas (1981-1990). Fuerza Aérea Argentina, Comando de Regiones Aéreas, Servicio Meteorológico Nacional. Estadística N° 37, Bs. As. (1992), 1º edición.
- Fanning, D.S.; Fanning, M.C. (1989). *Soil Morphology, Genesis, and Classification*. John Wiley & Sons. New York, 395 pp.
- Fassbender, H.W.; Bornemisza, E. (1987). *Química de suelos, con énfasis en suelos de América Latina*. Servicio editorial del Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura (IICA), 2º ed. rev., San José, Costa Rica, 420 pp.
- Frenkel, H.; Amrhein, C.; Jurinak, J. (1983). "The effect of exchangeable cations on soil mineral weathering". *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol. 47: 649-653 pp.
- Galizzi, F.; Peinemann, N. (1989). "Soil Surface Salty Crusts and Water Loss by Evaporation". *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol. 53: 1605-1607 pp.
- Galizzi, Fernando A. (1988). *Modelos de salinización primaria en la región semiárida del sur de la provincia de Buenos Aires*. Tesis Magíster en Ciencia del Suelo. Universidad Nacional del Sur.
- Gavande, S.A. (1972). *Física de suelos: principios y aplicaciones*. Centro regional de ayuda técnica. Editorial Limusa-Wiley, SA., México/ Bs. As., 351 pp.
- Glenn, R.C.; Jackson, M.L.; Hole, F.D.; Lee, G.B. (1960). "Chemical Weathering of Layer Silicate Clays in Loess-Derived Tama Silt Loam of Southwestern Wisconsin". *Clays and Clay minerals*, Vol. 8: 63-83 pp.
- González Uriarte, M.; Arbanesi, G.; Gigante de Verseci, V. (1987). "Modelos de Fotointerpretación en el área litoral de la B. Blanca, Bs. As., Argentina". *Actas del simposio "La Teledetección en las ciencias de la tierra"*, 5-13 pp.
- Gupta, R.K.; Abrol, I.P. (1990). "Salt-Affected soils: Their Reclamation and Management for Crop Production". *Advances in Soil Science*, Vol. 11. Soil degradation. Edited by Lal, R. and Stewart, B. A.
- Gupta, R.K.; Bhumbra, D.K.; Abrol, I.P. (1984). "Sodium-calcium exchange equilibria in soils as affected by calcium carbonate and organic matter". *Soil Science*, Vol. 138: 109-114 pp.
- Gupta, R.K.; Chhabra, R.; Abrol, I.P. (1981). "The relationship between pH and exchangeable sodium in a sodic soil". *Soil Science*, Vol. 131: 215-219 pp.
- Gutiérrez Castoreña, M.C.; Stoops, G.; Ortiz Solorio, C.A.; López Avila, G. (2005). "Amorphous silica materials in soils and sediments of the Ex-Lago de Texcoco, Mexico: An explanation for its subsidence". *Catena*, Vol. 60: 205-226 pp.
- Heakal, M.S.; Herbillon, A.J. (1976). "Use of Flocculated Fraction of Calcareous Soil Suspensions After Ultrasonic Treatment for Mineralogical Study". *Clay Minerals*, Vol. 11: 101-116 pp.
- Huang, P.M. (1989). "Feldspars, Olivines, Pyroxenes, and Amphiboles". *Minerals in Soil Environments* (2º edition). Soil Science Society of America, Madison, WI, USA.
- Iler, R.K. (1955). *The colloid chemistry of silica and silicates*. Cornell University Press. Ithaca, New York, 324 pp.

- Jackson, M.L. (1964). *Análisis químico de suelos*. Edición Omega, S.A., Barcelona, 662 pp.
- Jackson, M.L.; Lim, C.H.; Zelazny, L.W. (1986). "Oxides, Hydroxides, and Aluminosilicates". American Society of Agronomy. Soil Science Society of America, Madison WI, USA, 2<sup>o</sup> edition, 101-150 pp.
- Jha, S.N.; Sharma, B.M. (1989). "Characteristic of Natural Waterlogged Calcareous Soils of North Bihar". *Journal Indian Soc. Soil Sci.*, Vol. 37: 594-598 pp.
- Jones, R.C.; Uehara, G. (1973). "Amorphous Coatings on Mineral Surfaces". *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, Vol. 37: 792-798 pp.
- Jones, R.L. (1969). "Determination of Opal in Soil by Alkali Dissolution Analysis". *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, Vol. 33: 976-978 pp.
- Karathanasis, A.D. (1987). "Thermodynamic evaluation of amorphous aluminosilicate binding agents in fragipans of western Kentucky". *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol. 51: 819-824 pp.
- Kendrick, K.J.; Graham, R.C. (2004). "Pedogenic Silica Accumulation in Chronosequence Soils, Southern California". *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol. 68: 1295-1303 pp.
- Klute, A (ed) (1986). *Methods of soil analysis*. Agronomy N°9, Part 1, 2<sup>o</sup> ed, Madison WI, USA, 1188 pp.
- Kohut, C.K.; Dudas, M.J. (1995). "Layer charge characteristics of smectites in salt-affected soils in Alberta, Canada". *Clays and Clay Minerals*, Vol. 43: 78-84 pp.
- Kovda, V.A. (1965). "Alkaline Soda-Saline soils". *Agrokémia És Tálajtan, Agrochemistry and Soil Science*, (Main report), Vol. 14: 15-48 pp.
- Krüger, H.R. (1989). *Suelos Halomórficos de la Bahía Blanca. Dinámica de sales y relación con la vegetación*. Tesis de Magíster en Ciencias del Suelo, UNS, Bahía Blanca, Argentina.
- Kunze, G.W.; Dixon, J.B. (1986). "Pretreatment for mineralogical analysis". American Society of Agronomy. Soil Science Society of America, Madison WI, USA, 2<sup>o</sup> edition, 91-100 pp.
- Laboratorio de Salinidad de los E.U.A. (1993). *Diagnóstico y rehabilitación de suelos salinos y sódicos*. Departamento de Agricultura de los E.U.A., 6<sup>o</sup>ed, 172 pp.
- Langston, R.B.; Jenne, E.A. (1964). "NaOH dissolution of some oxide impurities from kaolins". *Clays and Clay Minerals*, Vol. 12: 633-647 pp.
- Laura, R.D. (1973). "Nitrogen and humus in saline and sodic soils near Delhi, India". *Geoderma*, Vol. 10: 193-213 pp.
- Laura, R.D. (1976). "Effects of alkali salts on carbon and nitrogen mineralization of organic matter in soil". *Plant and Soil*, Vol. 44: 587-596 pp.
- Lawrie, D.C. (1961). "A rapid method for the determination of approximate surface areas of clays". *Soil Science*, Vol. 12: 1188-1191 pp.

- Levy, R. (1981). "Effect of Dissolution of Aluminosilicates and Carbonates on Ionic Activity Products of Calcium Carbonate in Soil Extracts". *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol. 45: 250-255 pp.
- Marlet, S.; Barbiero, L.; Valles, V. (1998). "Soil alkalization and irrigation in the Sahelian Zone of Niger II: Agronomic consequences of alkalinity and sodicity". *Arid Soil Research and Rehabilitation*, Vol. 12: 139-152 pp.
- Martínez, R.S; Zalba, P.; Villamil, M.B.; Peinemann, N. (2002). "Organic matter mobilization as affected by soil-solution composition and prevailing clay minerals". *Commun. Soil Sci. Plant Anal.*, Vol. 33: 2291-2299 pp.
- Mas, L.C. (1993). El campo geotérmico Copahue: los minerales de alteración y las inclusiones fluidas como indicadores de los parámetros físico-químicos del sistema. Tesis Doctor en Geología, UNS, Bahía Blanca, Argentina.
- Mitchell, B. D.; Farmer, V.C.; Mc Hardy, W.J. (1964). "Amorphous inorganic materials in soils". *Advances in Agronomy*, Vol. 16: 327-383 pp.
- Morrás, H. (1985). "Estado actual de la mineralogía y micropedología de suelos de la región pampeana norte". *Jornadas Regionales de Suelos de la Región Pampeana Norte* (1. Rafaela, Argentina). *Actas. INTA. Publicación miscelánea N° 30*.
- Morrás, H. (1995). "Mineralogy and cation exchange capacity of the fine silt fraction in two soils from the southern Chaco Region (Argentina)". *Geoderma*, Vol. 64: 281-295 pp.
- Morrás, H.; Robert, M.; Bocquier, G. (1981). "Presencia de arcillas fibrosas pedogenéticas en suelos halomórficos de la provincia de Santa Fe". *VIII Congreso Geológico Argentino, San Luis* (20-26 septiembre, 1981). *Actas IV: 353-360 pp.*
- Morrás, H.; Robert, M.; Bocquier, G. (1982). "Caractérisation minéralogique de certains sols salsodiques et planosoliques du "Chaco Deprimido" (Argentine)". *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, Vol. XIX: 151-169 pp.
- Narro Farías, E. (1994). Física de suelos, con enfoque agrícola. Editorial Trillas, S.A. de C.V., 1°ed, México, 195 pp.
- Neaman, A.; Singer, A. (2004). "The effects of palygorskite on chemical and physico-chemical properties of soils: a review". *Geoderma*, Vol. 123: 297-303 pp.
- Oster, J.D.; Shainberg, I. (2001). "Soil responses to sodicity and salinity: challenges and opportunities". *Australian Journal of Soil Research*, Vol. 39: 1219-1224 pp.
- Page, A.L. (ed) (1982). *Methods of soil analysis. Agronomy N° 9, Part 2, 2° edition, Madison WI, USA, 1390 pp.*
- Peinemann, N.; Zalba, P.; Villamil, M.B. (2000). "Sales solubles en el sistema de las Encadenadas del Oeste (Pcia. Buenos Aires, Argentina) y su efecto sobre los suelos circundantes". *Zbl. Geol. Paläont. Teil I: 1107-1117 pp.*
- Peinemann, Norman (1997). *Formación, clasificación, manejo y recuperación de suelos salinos y sódicos. Ediciones Sur, 120 pp.*
- Peinemann, Norman (2002). *Constituyentes del suelo. Editorial de la Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, 113 pp.*

- Pérez Mateos, J. (1965). Análisis mineralógicos de arenas. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Manuales de Ciencia Actual N°1, Madrid 265 pp.
- Porta, J.; López Acevedo, M.; Roquero, C. (1999). Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ediciones Mundi-Prensa, Barcelona, 2°ed, 849 pp.
- Porta, J.; López Acevedo, M.; Roquero, C. (2003). Edafología, para la agricultura y el medio ambiente. 3° edición revisada y ampliada. Ediciones Mundi-Prensa. Madrid, Barcelona, México, 929 pp.
- Qafoku, N.P.; Van Ranst, E.; Noble, A.; Baert, G. (2004). "Variable Charge Soils: Their Mineralogy, Chemistry and Management". *Advances in Agronomy*, Vol. 84: 159-215 pp.
- Quatrocchio, Mirta (1992). Geología del área de Bahía Blanca y generalidades. Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur.
- Sahrawat, K.L. (2004). "Organic matter accumulation in submerged soils". *Advances in Agronomy*. Elsevier Academic Press, Vol. 82: 169-201 pp.
- Saito, K.; Shoji, S. (1984). "Silica Adsorption and Dissolution Properties of Andosols from Northeastern Japan as Related to Their Noncrystalline Clay Mineralogical Composition". *Soil Science*, Vol. 138: 341-345 pp.
- Scheffer/Schachtschabel (1984). *Lehrbuch der Bodenkunde*, 11 Auflage. Ferdinand Enke, Verlag Stuttgart, 442 pp.
- Schlichting, E.; Blume, H.; Stahr, K. (1995). *Bodenkundliches Praktikum*. Blackwell Wissenschafts. Verlag Berlín, Wien, 295 pp.
- Scian, Beatriz (2002). "Variabilidad de las condiciones hídricas en la región semiárida pampeana, Argentina". *Geoacta*, Vol. 27: 30-52 pp.
- Secretaría de Agricultura, Ganadería y Pesca. INTA-CIRN (1989). Mapa de Suelos de la Provincia de Buenos Aires. Escala 1:500.000. Argentina, 544 pp.
- Sharma, B.M.; Jha, S.N. (1989). "Comparative Studies on Some Salt-Affected Soils". *Journal Indian Soc. Soil Sci.*, Vol. 37: 524-531 pp.
- Shoji, S.; Saigusa, M. (1977). "Amorphous clay materials of Towada ando soils". *Soil Sci. Plant Nutr.*, Vol. 23: 437-455 pp.
- Singer, A.; Zarei, M.; Lange, F.M.; Stahr, K. (2004). "Halloysite characteristics and formation in the northern Golan Heights". *Geoderma*, Vol. 123: 279-295 pp.
- Soil Survey Staff-USDA (1999). *Soil Taxonomy: A Basic System for Classifying Soils*. Agriculture Handbook 436, 863 pp.
- Steell, R.G.; Torrie, J.H. (1981). *Principles and Procedures of Statistics*. McGraw – Hill, 2° edition, 622 pp.
- Szabolcs, I. (1969). "The Influence of Sodium Carbonate on Soil Forming Processes and on Soil Properties". *Agrokémia És Tálajtan*, Vol. 18: 37-68 pp.
- Szendrei, G. (1977). "Investigations on Calcite and Dolomite Distributions in the Soils of Kiskunság Area (Hungary)". *Agrokémia És Tálajtan*, Tom. 26: 1-18 pp.
- Tan, K.H. (2002). *Humic matter. Fact or fiction*. University of Georgia. Athens, Georgia, USA. Unpublished book.

- Teruggi, M.; Imbellone, P. (1983). "Perfiles de estabilidad mineral en suelos desarrollados sobre loes de la región pampeana septentrional, Argentina". *AACS* 1(1): 65-74 pp.
- Tricart, J.L.F. (1973). *Geomorfología de la Pampa deprimida*. Secretaría de Estado de Agricultura y Ganadería de la Nación; Argentina, INTA, 202 pp.
- van Asten, P.J.A.; Barbiéro, L.; Wopereis, M.C.S.; Maeght, J.L.; van der Zee, S.E.A. (2003). "Actual and potencial salt-related soil degradation in an irrigated rice scheme in the Sahelian zone of Mauritania". *Agricultural Water Management*, Vol. 60: 13-32 pp.
- van Olphen, H. (1971). "Amorphous Clay materials". *American Association for the Advancement of Science. Science*, Vol. 171, N° 3967.
- Várallyay, G. (2002). "Environmental Stresses Induced by Salinity/Alkalinity in the Carpathian Basin (Central Europe)". *Agrokémia És Tálajtan* Vol. 51: 233-242 pp.
- Wilding, L.P.; Drees, L.R. (1971). "Biogenic opal in Ohio soils". *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, Vol. 35: 1004-1010 pp.
- Wilding, L.P.; Rehage, J.A. (1985). "Pedogenesis of soils with aquic moisture regimes". In *Wetland Soils: characterization, classification, and utilization*. Soil Management Support Services. Agency for International Development and United States Department of Agriculture. International Rice Research Institute. Philippines, 139-157 pp.
- Zalba, P.; Bravo, O.; Amiotti, N.; Peinemann, N. (2002). "Métodos alternativos para determinar las disponibilidades de fósforo en suelos agrícolas". *Ciencia del suelo*, Vol. 20: 50-52 pp.
- Zalba, P.; Peinemann, N. (1987). "Caracterización y posible rehabilitación de suelo de tipo takyry en la región semiárida bonaerense". *Actas de las Primeras Jornadas Nacionales de Zonas Áridas y Semiáridas*, 86/7.

# **ANEXO**

# AMBIENTE LACUNAR.

## Composición granulométrica.

Muestras Zonales				
Fracción	Z I	Z II	Z III	Media
< 2 $\mu$	10,97	14,35	14,37	13,23
2 - 6 $\mu$	5,18	7,93	9,78	7,63
6 - 20 $\mu$	13,96	9,38	12,95	12,1
20 - 50 $\mu$	12,82	14,07	15,79	14,23
50 - 100 $\mu$	15,01	8,32	17,61	13,65
100 - 250 $\mu$	24,61	34,22	17,01	25,28
> 250 $\mu$	18,88	11,19	5,96	12,01
<b>TOTAL(%)</b>	<b>101,43</b>	<b>99,46</b>	<b>93,47</b>	<b>98,12</b>

Muestras de borde (0-10cm)			
Fracción	A	N	Media
< 2 $\mu$	8,03	9,58	8,8
2 - 6 $\mu$	5,22	5,29	5,25
6 - 20 $\mu$	4,85	5,53	5,19
20 - 50 $\mu$	9,83	7,96	8,89
50 - 100 $\mu$	30,02	19,56	24,79
100 - 250 $\mu$	34,92	43,38	39,15
> 250 $\mu$	3,23	7,27	5,25
<b>TOTAL(%)</b>	<b>96,09</b>	<b>98,56</b>	<b>97,32</b>

Muestras de la costra salina (0-2 cm)							
Fracción	C	E	G	H	I	K	Media
< 2 $\mu$	49,34	55,13	64,5	60,9	61,53	61,38	58,8
2 - 6 $\mu$	13,72	17,08	14,52	14,05	11,65	8,94	13,33
6 - 20 $\mu$	10,32	7,14	10,52	10,71	8,82	4,62	8,69
20 - 50 $\mu$	9,34	11,23	7,14	7,06	6,2	2,64	7,27
50 - 100 $\mu$	7,85	6,27	1,68	2,14	5,6	7,6	5,19
100 - 250 $\mu$	8,04	1,63	0,91	0,32	3,48	10,79	4,2
> 250 $\mu$	0,32	0,26	0,24	0,05	0,1	1,68	0,44
<b>TOTAL(%)</b>	<b>98,93</b>	<b>98,73</b>	<b>99,51</b>	<b>95,23</b>	<b>97,38</b>	<b>97,65</b>	<b>97,9</b>

Muestras subsuperficiales (2-10 cm)							
Fracción	C	E	G	H	I	K	Media
< 2 $\mu$	52,74	58,68	62,16	61,96	57,31	28,91	53,63
2 - 6 $\mu$	18,75	16,2	13,74	13,24	11,92	5,76	13,27
6 - 20 $\mu$	11,76	9,58	9,84	8,58	8,96	5,22	8,99
20 - 50 $\mu$	8,32	9,89	5,96	4,98	6,92	6,6	7,11
50 - 100 $\mu$	2,1	3,06	3,98	3,78	6,95	11,53	5,23
100 - 250 $\mu$	6,04	1,8	2,69	5,55	2,98	37,53	9,43
> 250 $\mu$	0,1	0,25	0,1	0,08	1,79	4,25	1,09
<b>TOTAL(%)</b>	<b>99,81</b>	<b>99,44</b>	<b>98,47</b>	<b>98,15</b>	<b>96,83</b>	<b>99,8</b>	<b>98,75</b>

## EXTRACTO DE SATURACIÓN.

Zonales (0-10 cm)	pH	CE dS/m	RAS	CaCO <sub>3</sub> %
Z I	7,0	0,51	0,22	0,3
Z II	6,5	0,38	0,63	0,4
Z III	6,9	0,41	0,20	0,2
Media	6,8	0,43	0,35	0,3

Borde (0-10 cm)	pH	CE dS/m	RAS	CaCO <sub>3</sub> %
A	7,8	1,13	8,12	9,8
M	7,8	5,36	64,50	-
N	7,9	0,44	1,32	9,3
Media	7,8	2,31	24,65	9,6

Costra salina (0-2 cm)	pH	CE ds/m	RAS	CaCO <sub>3</sub> %
B	9,8	204,0	-	-
C	9,9	198,0	-	16,3
D	9,9	193,0	-	-
E	9,8	169,5	-	17,2
F	9,8	190,5	-	-
G	9,9	245,0	-	21,1
H	9,9	203,5	-	19,7
I	9,9	206,0	-	17,7
J	9,9	232,5	-	-
K	9,8	302,5	-	20,1
L	10,0	247,0	-	-
Media	9,9	217,4	-	19,7

Subsuperficie (2-10 cm)	pH	CE ds/m	RAS	CaCO <sub>3</sub> %
B	9,6	44,1	407,97	-
C	9,7	37,2	423,37	16,5
D	9,6	43,6	731,39	-
E	9,5	37,5	395,11	19,6
F	9,7	46,0	556,17	-
G	9,6	42,0	668,77	19,2
H	9,6	32,1	580,37	16,4
I	9,5	30,5	419,69	16,0
J	9,5	28,9	433,09	-
K	9,6	23,3	235,76	15,2
L	7,5	22,3	245,38	-
Media	9,4	35,2	463,37	17,2

### Análisis de varianza: pH en extracto de saturación

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonales	3	20,40	6,80	0,070
Borde	3	23,41	7,80	0,002
Centro (0-2)	11	108,57	9,87	0,003
Centro (2-10)	11	103,35	9,40	0,397

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	28,37	3	9,46	54,69	7,06E-11	3,01
Dentro de los grupos	4,15	24	0,17			
Total	32,51	27				

### TEST DE BONFERRONI

	Zonal	Borde	Centro (2-10)	Centro (0-2)
Zonal		2,95527	9,58323	11,33540
Borde	*		5,87861	7,63078
Centro (2-10)	*	*		2,67649
Centro (0-2)	*	*	ns	

$\alpha$	0,05
Valor Crítico	2,8469

### Análisis de varianza: CE en extracto de saturación (dS/m)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonales	3	1,30	0,43	0,005
Borde	3	6,93	2,31	7,096
Centro (0-2)	11	2391,50	217,41	1360,041
Centro (2-10)	11	387,50	35,23	70,134

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	256149,16	3	85383,05	143,14	1,9E-15	3,01
Dentro de los grupos	14315,95	24	596,50			
Total	270465,11	27				

### TEST DE BONFERRONI

	Zonal	Borde	Centro(2-10)	Centro(0-2)
Zonal		0,094	2,187	13,640
Borde	ns		2,069	13,522
Centro(2-10)	ns	ns		17,494
Centro(0-2)	*	*	*	

a	0,01
Valor Crítico	3,49

### Análisis de varianza: RAS

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonales	3	1,05	0,35	0,059
Borde	3	73,94	24,65	1202,78
Centro (2-10)	11	5097,07	463,37	24780,41

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	790110,62	2	395055,31	22,10	4,7E-05	3,74
Dentro de los grupos	250209,75	14	17872,13			
Total	1040320,37	16				

### TEST DE BONFERRONI

	Zonal	Borde	Centro (2-10)
Zonal		0,223	5,318
Borde	ns		5,038
Centro (2-10)	*	*	

a	0,01
Valor Crítico	3,44

### Análisis de varianza: CaCO<sub>3</sub> (%)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonales	3	0,88	0,29	0,008
Borde	2	19,1	9,55	0,125
Centro (0-2)	6	112,1	18,68	3,546
Centro (2-10)	6	102,9	17,15	3,263

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	793,82	3	264,61	100,63	3,0E-09	3,411
Dentro de los grupos	34,18	13	2,63			
Total	828,01	16				

### TEST DE BONFERRONI

	Zonales	Borde	Centro (2-10)	Centro (0-2)
Zonales		6,253	14,701	16,038
Borde	*		5,7401	6,898
Centro (2-10)	*	*		1,638
Centro (0-2)	*	*	ns	

α	0,05
Valor Crítico	3,01

### Cationes y Aniones solubles obtenidos en el extracto de saturación.

Zonales(0-10cm)	Sales Tot. meq/L	Na <sup>+</sup> meq/L	K <sup>+</sup> meq/L	Ca <sup>2+</sup> y Mg <sup>2+</sup> meq/L	Suma Cat. meq/L	SO <sub>4</sub> <sup>=</sup> meq/L	CO <sub>3</sub> <sup>=</sup> meq/L	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> meq/L	Cl <sup>-</sup> meq/L	Suma Anio. meq/L
Z I	5,10	0,24	0,98	4,97	6,19	0,20	-	2,48	2,62	5,30
Z II	3,80	0,62	0,44	3,90	4,96	0,20	-	2,80	2,85	5,85
Z III	4,10	0,18	0,65	3,29	4,12	0,17	-	2,38	2,63	5,18
Media	4,33	0,35	0,69	4,05	5,09	0,19	-	2,55	2,70	5,44

Borde (0-10cm)	Sales Tot. meq/L	Na <sup>+</sup> meq/L	K <sup>+</sup> meq/L	Ca <sup>2+</sup> y Mg <sup>2+</sup> meq/L	Suma Cat. meq/L	SO <sub>4</sub> <sup>=</sup> meq/L	CO <sub>3</sub> <sup>=</sup> meq/L	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> meq/L	Cl <sup>-</sup> meq/L	Suma Anio. meq/L
A	11,30	3,65	1,00	7,76	12,41	0,65	-	5,88	6,20	12,73
M	53,60	48,91	0,45	2,30	51,66	7,25	-	10,25	36,30	53,80
N	4,40	1,15	0,61	3,04	4,80	0,10	-	3,75	0,60	4,45
Media	23,10	17,90	0,69	4,37	22,96	2,67	-	6,63	14,37	23,66

Costra (0-2cm)	Sales Tot. meq/L	Na <sup>+</sup> meq/L	K <sup>+</sup> meq/L	Ca <sup>2+</sup> y Mg <sup>2+</sup> meq/L	Suma Cat. meq/L	SO <sub>4</sub> <sup>=</sup> meq/L	CO <sub>3</sub> <sup>=</sup> meq/L	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> meq/L	Cl <sup>-</sup> meq/L	Suma Anio. meq/L
B	2040,0	1875,0	0,3	-	1875,3	225,0	500,0	250,0	965,0	1940,0
C	1980,0	1793,5	0,3	-	1793,8	212,5	250,0	190,6	995,0	1648,1
D	1930,0	1793,5	0,3	-	1793,8	187,5	250,0	156,3	1105,0	1698,8
E	1695,0	1576,1	0,3	-	1576,4	150,0	193,8	237,5	915,0	1496,3
F	1905,0	1766,3	0,4	-	1766,7	212,5	237,5	234,4	1125,0	1809,4
G	2450,0	2255,4	0,5	-	2255,9	387,5	337,5	275,0	1275,0	2275,0
H	2035,0	1847,8	0,4	-	1848,2	237,5	250,0	218,8	1180,0	1886,3
I	2060,0	1956,5	0,4	-	1956,9	262,5	256,3	231,3	1190,0	1940,0
J	2325,0	2119,6	0,4	-	2120,0	370,0	406,3	106,3	1280,0	2162,5
K	3025,0	2989,1	0,5	-	2989,6	480,0	643,8	350,0	1345,0	2818,8
L	2470,0	2472,8	1,7	-	2474,6	670,0	512,5	162,5	1100,0	2445,0
Media	2174,1	2040,5	0,5	-	2041,0	308,6	348,9	219,3	1134,1	2010,9

Subsup(2-10cm)	Sales Tot. meq/L	Na <sup>+</sup> meq/L	K <sup>+</sup> meq/L	Ca <sup>2+</sup> y Mg <sup>2+</sup> meq/L	Suma Cat. meq/L	SO <sub>4</sub> <sup>=</sup> meq/L	CO <sub>3</sub> <sup>=</sup> meq/L	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> meq/L	Cl <sup>-</sup> meq/L	Suma Anio. meq/L
B	441,0	413,0	0,9	4,1	418,0	46,0	30,0	28,4	312,5	416,9
C	372,0	347,8	0,9	2,7	351,4	43,0	28,3	21,0	242,5	334,8
D	436,0	421,7	1,0	1,3	424,0	51,0	37,0	20,3	305,0	413,3
E	375,0	347,8	0,9	3,1	351,8	50,0	23,4	43,0	222,7	339,1
F	460,0	421,7	0,9	2,3	425,0	62,0	40,0	40,1	261,5	403,6
G	420,0	395,7	0,9	1,4	398,0	65,0	37,0	28,5	228,0	358,5
H	321,0	304,4	0,8	1,1	306,3	47,0	22,8	32,0	192,0	293,8
I	305,0	287,0	0,7	1,9	289,5	50,0	16,8	22,8	168,5	258,0
J	289,0	273,9	0,7	1,6	276,2	43,0	17,3	23,9	155,0	239,1
K	233,0	210,9	0,5	3,2	214,6	24,0	10,0	19,6	166,5	220,1
L	223,0	197,8	0,4	2,6	200,9	17,0	-	6,4	181,5	204,9
Media	352,3	329,3	0,8	2,3	332,3	45,3	26,2	26,0	221,4	316,5

### Análisis de varianza: Na<sup>+</sup> (meq/L)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonales	3	1,04	0,35	0,06
Borde	3	53,71	17,90	722,62
Centro (0-2)	11	22445,65	2040,51	162371,82
Centro (2-10)	11	3621,75	329,25	6598,50

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	22623838	3	7541279,3	107,02	5,0E-14	3,01
Dentro de los grupos	1691148	24	70464,5			
Total	24314986	27				

### TEST DE BONFERRONI

	Zonal	Borde	Centro (2-10)	Centro (0-2)
Zonal		0,08	1,90	11,80
Borde	ns		1,80	11,70
Centro (2-10)	ns	ns		15,12
Centro (0-2)	*	*	*	

α	0,05
Valor Crítico	2,85

### Análisis de varianza: K<sup>+</sup> (meq/L)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonales	3	2,07	0,690	0,07
Borde	3	2,06	0,687	0,08
Centro (0-2)	11	5,39	0,490	0,17
Centro (2-10)	11	8,55	0,777	0,03

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,468	3	0,16	1,62	0,21	3,01
Dentro de los grupos	2,313	24	0,10			
Total	2,781	27				

### Análisis de varianza: Ca<sup>2+</sup>+Mg<sup>2+</sup> (meq/L)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonales	3	12,16	4,05	0,72
Borde	3	13,10	4,37	8,77
Centro (2-10)	11	25,30	2,30	0,88

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	14,31	2	7,16	3,60	0,06	3,74
Dentro de los grupos	27,80	14	1,99			
Total	42,11	16				

### Análisis de varianza: $\text{SO}_4^{2-}$ (meq/L)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonales	3	0,6	0,19	0,00
Borde	3	8,0	2,67	15,83
Centro (0-2)	11	3395,0	308,64	24244,20
Centro (2-10)	11	498,0	45,27	201,22

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	526735,98	3	175578,7	17,24	3,4E-06	3,01
Dentro de los grupos	244485,89	24	10186,9			
Total	771221,87	27				

### TEST DE BONFERRONI

	Zonal	Borde	Centro(2-10)	Centro(0-2)
Zonal		0,030	0,686	4,691
Borde	ns		0,648	4,654
Centro (2-10)	ns	ns		6,120
Centro (0-2)	*	*	*	

$\alpha$	0,05
Valor Crítico	2,85

### Análisis de varianza: $\text{CO}_3^{2-}$ (meq/L)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Centro (0-2)	11	3837,5	348,86	21436,08
Centro (2-10)	10	262,4	26,244	99,30

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	545198,92	1	545198,9	48,12	1,3E-06	4,38
Dentro de los grupos	215254,50	19	11329,2			
Total	760453,42	20				

### TEST DE BONFERRONI

	Centro (2-10)	Centro (0-2)
Centro (2-10)		6,94
Centro (0-2)	*	

$\alpha$	0,01
Valor Crítico	2,85

### Análisis de varianza: HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (meq/L)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonales	3	7,66	2,55	0,05
Borde	3	19,88	6,63	10,98
Centro (0-2)	11	2412,49	219,32	4263,33
Centro (2-10)	11	285,85	25,99	103,43

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	271309,6	3	90436,5	49,68	1,9E-10	3,01
Dentro de los grupos	43689,7	24	1820,4			
Total	314999,3	27				

### TEST DE BONFERRONI

	Zonal	Borde	Centro(2-10)	Centro(0-2)
Zonal		0,117	0,843	7,800
Borde	ns		0,697	7,653
Centro (2-10)	ns	ns		10,627
Centro (0-2)	*	*	*	

$\alpha$	0,01
Valor Crítico	3,492

### Análisis de varianza: Cl<sup>-</sup> (meq/L)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonales	3	8,10	2,70	0,02
Borde	3	43,10	14,37	368,64
Centro (0-2)	11	12475,00	1134,09	18889,09
Centro (2-10)	11	2435,66	221,42	3006,43

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	6692835,9	3	2230945,3	243,72	4,2E-18	3,01
Dentro de los grupos	219692,5	24	9153,9			
Total	6912528,4	27				

### TEST DE BONFERRONI

	Zonal	Borde	Centro(2-10)	Centro(0-2)
Zonal		0,15	3,51	18,16
Borde	ns		3,32	17,97
Centro (2-10)	*	*		22,37
Centro (0-2)	*	*	*	

$\alpha$	0,05
Valor Crítico	2,85

**Sílice soluble en extracto de saturación.**

Sitios	Muestra	Variable		
		PS (%)	Si (ppm)	SiO <sub>2</sub> (%)
Borde (0-10cm)	G	49,1	18,9608	0,41
	K	44,7	19,7504	0,42
Costra salina (0-2cm)	G	59,1	80,8789	1,73
	K	43,2	66,7197	1,43
Subsuperficie (2-10cm)	A	53,4	58,1504	1,24
	N	44,5	40,8435	0,87

**Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub> (%) en extracto de saturación.**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Centro (0-2)	2	3,158	1,579	0,0459
Centro (2-10)	2	2,118	1,059	0,0685
Borde	2	0,828	0,414	0,0001

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	1,362	2	0,681	17,83	0,022	9,55
Dentro de los grupos	0,115	3	0,038			
Total	1,476	5				

**TEST DE BONFERRONI**

	Borde	Centro (2-10)	Centro (0-2)
Borde		3,29972	5,96022
Centro (2-10)	ns		2,66049
Centro (0-2)	*	ns	

α	0,01
Valor Crítico	5,25

**Conversión de unidades (de ppm a %).**

$$\begin{array}{l} 1000 \text{ ml} \longrightarrow 23,5869 \text{ mg Al}^{3+} \\ 50 \text{ ml} \longrightarrow = 1,1793 \text{ mg Al}^{3+} \end{array} \quad \begin{array}{l} 0,5 \text{ g suelo} \longrightarrow 1,1793 \text{ mg Al}^{3+} \\ 100 \text{ g suelo} \longrightarrow = 235,869 \text{ mg Al}^{3+}/100 \text{ g suelo} \\ = 0,23587 \text{ g Al}^{3+}/100 \text{ g suelo} \end{array}$$

$$\text{Factor (de ppm a g/100 gs)} = \text{ppm Al} \cdot 50\text{ml}/1000\text{ml} \cdot 100\text{gs}/0.5\text{gs} = 0.01$$

**Aluminio**

$$\begin{array}{l} 53,963 \text{ g } 2\text{Al}^{3+} \longrightarrow 101,963 \text{ g Al}_2\text{O}_3 \\ 0,23587 \text{ g Al}^{3+} \longrightarrow = 0,4457 \text{ g Al}_2\text{O}_3 \end{array}$$

$$\text{Factor Al}_2\text{O}_3 = 1,8895$$

**Silicio**

$$28,086 \text{ g Si}^{4+} \longrightarrow 60,086 \text{ g SiO}_2$$

$$\text{Factor SiO}_2 = 2,1394$$

**Hierro**

$$111,694 \text{ g Fe}^{3+} \longrightarrow 159,694 \text{ g Fe}_2\text{O}_3$$

$$\text{Factor Fe}_2\text{O}_3 = 1,4297$$

**Ejemplo de cada elemento calculado en la muestra C (0-2 cm) de Calderón:**

$$\text{Factor Aluminio (de ppm a \%)} = 27,4744 \text{ ppm} \cdot 0,01 \cdot 1,8895 = 0,5191 \% \text{ Al}_2\text{O}_3$$

$$\text{Factor Silicio (de ppm a \%)} = 114,6080 \text{ ppm} \cdot 0,01 \cdot 2,1394 = 2,4519 \% \text{ SiO}_2$$

$$\text{Factor Hierro (de ppm a \%)} = 0,9962 \text{ ppm} \cdot 0,01 \cdot 1,4297 = 0,0142 \% \text{ Fe}_2\text{O}_3$$

## COMPLEJO DE INTERCAMBIO.

### Capacidad de Intercambio Catiónico (CIC) y Superficie Específica de Adsorción.

Muestras Zonales (0-10 cm)						
	Z I		Z II		Z III	
Fracción/ Variable	Sup esp. m <sup>2</sup> /g	CIC meq/100g	Sup esp. m <sup>2</sup> /g	CIC meq/100g	Sup esp. m <sup>2</sup> /g	CIC meq/100g
< 2 μ	439,5	57,6	479,9	57,3	427,9	51,08
2 - 6 μ	332,5	58,4	323,8	48,4	303,6	37,9
6 - 20 μ	229,9	33,5	232,7	30,5	167,7	21,3
20 - 50 μ	114,2	15,9	153,2	16,9	121,4	11,6

Muestras de borde (0-10 cm)				
	A		N	
Fracción/ Variable	Sup esp. m <sup>2</sup> /g	CIC meq/100g	Sup esp. m <sup>2</sup> /g	CIC meq/100g
< 2 μ	425,0	51,6	381,6	61,9
2 - 6 μ	257,3	41,0	228,4	47,0
6 - 20 μ	121,4	21,9	174,9	28,0
20 - 50 μ	89,6	8,9	66,5	13,5

Muestras de la costra salina (0-2 cm)												
	C		E		G		H		I		K	
Fracción	Sup esp m <sup>2</sup> /g	CIC meq/100g										
< 2 μ	479,9	59,6	537,8	64,9	595,6	66,9	563,8	59,6	578,2	65,9	451,03	63,8
2 - 6 μ	358,5	44,9	381,6	47,3	309,4	38,1	245,8	41,7	254,4	40,0	248,64	37,8
6 - 20 μ	137,3	28,9	148,9	26,6	134,4	23,3	134,4	32,6	127,2	20,7	118,54	18,17
20 - 50 μ	82,4	11,9	53,5	10,4	73,7	8,4	78,06	14,7	56,4	7,9	31,8	6,6

Muestras subsuperficiales (2-10 cm)												
	C		E		G		H		I		K	
Fracción	Sup esp m <sup>2</sup> /g	CIC meq/100g										
< 2 μ	436,6	62,0	430,8	63,9	474,2	64,8	488,6	64,1	555,1	61,2	607,2	70,2
2 - 6 μ	205,2	42,1	231,3	43,4	260,2	40,2	225,5	39,3	228,4	40,2	147,5	31,8
6 - 20 μ	121,4	26,6	128,7	29,7	156,1	23,3	114,2	23,4	133,0	23,1	130,1	20,6
20 - 50 μ	75,2	11,3	54,9	10,3	73,7	8,7	69,4	10,6	50,6	7,8	88,18	7,4

### Análisis de varianza: superficie específica (fracción arcilla)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonales	3	1347,30	449,10	745,12
Borde	2	806,60	403,30	941,78
Centro (0-2)	6	3206,36	534,39	3291,65
Centro (2-10)	5	2385,27	477,05	2502,60

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	32157,03	3	10719,01	4,45	0,025	3,490
Dentro de los grupos	28900,66	12	2408,39			
Total	61057,69	15				

### TEST DE BONFERRONI

	Borde	Zonales	Centro(2-10)	Centro(0-2)
Borde		1,02	1,80	3,27
Zonales	ns		0,78	2,46
Centro (2-10)	ns	ns		1,93
Centro (0-2)	*	ns	ns	

$\alpha$	0,05
Valor Crítico	3,01

### Análisis de varianza: superficie específica (limo fino)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonales	3	959,90	319,97	219,82
Borde	2	485,70	242,85	417,60
Centro (0-2)	6	1798,38	299,73	3565,56
Centro (2-10)	6	1298,12	216,35	1448,20

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	31400,31	3	10466,770	5,248	0,014	3,411
Dentro de los grupos	25926,06	13	1994,312			
Total	57326,37	16				

### TEST DE BONFERRONI

	Centro(2-10)	Borde	Centro(0-2)	Zonales
Centro (2-10)		0,73	3,23	3,28
Borde	ns		1,56	1,89
Centro (0-2)	*	ns		0,64
Zonales	*	ns	ns	

$\alpha$	0,05
Valor Crítico	3,01

### Análisis de varianza: superficie específica (limo medio)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonales	3	630,30	210,10	1350,28
Borde	2	296,30	148,15	1431,13
Centro (0-2)	6	800,82	133,47	103,38
Centro (2-10)	6	783,53	130,59	203,00

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	14653,50	3	4884,50	11,21	0,0007	3,41
Dentro de los grupos	5663,57	13	435,66			
Total	20317,06	16				

### TEST DE BONFERRONI

	Centro(2-10)	Centro(0-2)	Borde	Zonales
Centro (2-10)		0,24	1,03	5,39
Centro (0-2)	ns		0,86	5,19
Borde	ns	ns		3,25
Zonales	*	*	*	

$\alpha$	0,05
Valor Crítico	3,01

### Análisis de varianza: superficie específica (limo grueso)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonales	3	388,80	129,60	430,68
Borde	2	156,10	78,05	266,81
Centro (2-10)	6	375,86	62,64	365,05
Centro (0-2)	6	412,01	68,67	193,11

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	9922,43	3	3307,48	10,97	0,0007	3,411
Dentro de los grupos	3918,96	13	301,46			
Total	13841,39	16				

### TEST DE BONFERRONI

	Centro(0-2)	Centro(2-10)	Borde	Zonales
Centro (0-2)		0,60	1,09	5,45
Centro (2-10)	ns		0,66	4,96
Borde	ns	ns		3,25
Zonales	*	*	*	

a	0,05
Valor Crítico	2,12

### Análisis de varianza: CIC (fracción arcilla)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonales	3	165,98	55,33	13,55
Borde	2	113,50	56,75	53,05
Centro (0-2)	6	380,61	63,44	9,93
Centro (2-10)	6	386,18	64,36	10,04

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	231,08	3	77,03	5,56	0,011	3,41
Dentro de los grupos	179,98	13	13,84			
Total	411,06	16				

### TEST DE BONFERRONI

	Zonales	Borde	Centro(0-2)	Centro(2-10)
Zonales		0,42	3,08	3,44
Borde	ns		2,20	2,51
Centro (0-2)	*	ns		0,43
Centro (2-10)	*	ns	ns	

$\alpha$	0,05
Valor Crítico	3,01

### Análisis de varianza: CIC (limo fino)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonales	3	144,70	48,23	105,08
Borde	2	88,00	44,00	18,00
Centro (0-2)	6	249,87	41,65	14,48
Centro (2-10)	6	237,00	39,50	16,46

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	160,99	3	53,66	1,82	0,19	3,41
Dentro de los grupos	382,85	13	29,45			
Total	543,84	16				

### Análisis de varianza: CIC (limo medio)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonales	3	85,30	28,43	40,41
Borde	2	49,90	24,95	18,61
Centro (0-2)	6	150,18	25,03	28,74
Centro (2-10)	6	146,67	24,45	10,27

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	34,30	3	11,43	0,50	0,69	3,41
Dentro de los grupos	294,47	13	22,65			
Total	328,77	16				

### Análisis de varianza: CIC (limo grueso)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonales	3	44,40	14,80	7,93
Borde	2	22,40	11,20	10,58
Centro (0-2)	6	59,88	9,98	8,90
Centro (2-10)	6	56,14	9,36	2,57

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	64,82	3	21,61	3,35	0,06	3,41
Dentro de los grupos	83,77	13	6,44			
Total	148,59	16				

### Densidad de Cargas (R).

$$R = (CIC / S) * 100$$

Muestras Zonales (0-10 cm)			
Fracción	Z I	Z II	Z III
< 2 $\mu$	13,1	11,9	11,9
2 - 6 $\mu$	17,6	14,9	12,5
6 - 20 $\mu$	14,6	13,1	12,7
20 - 50 $\mu$	13,9	11,0	9,6

Borde (0-10 cm)		
Fracción	A	N
< 2 $\mu$	12,1	16,2
2 - 6 $\mu$	15,9	20,6
6 - 20 $\mu$	18,0	16,0
20 - 50 $\mu$	9,9	20,3

Muestras de la costra salina (0-2 cm)						
Fracción	C	E	G	H	I	K
< 2 $\mu$	12,4	12,1	11,2	10,6	11,4	14,1
2 - 6 $\mu$	12,6	12,4	12,3	17,0	15,7	15,2
6 - 20 $\mu$	21,0	17,9	17,3	24,3	16,2	15,3
20 - 50 $\mu$	14,4	19,4	11,4	18,8	14,0	20,8

Muestras subsuperficiales (2-10 cm)						
Fracción	C	E	G	H	I	K
< 2 $\mu$	14,2	14,8	13,7	13,1	11,0	11,6
2 - 6 $\mu$	20,5	18,8	15,5	17,4	17,6	21,6
6 - 20 $\mu$	21,9	23,1	14,9	20,5	17,4	15,8
20 - 50 $\mu$	15,0	18,8	11,8	15,3	15,4	8,4

### Análisis de varianza: densidad de cargas (arcilla)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonales	3	36,98	12,33	0,45
Borde	2	28,36	14,18	8,32
Centro (0-2)	6	71,83	11,97	1,56
Centro (2-10)	6	78,41	13,07	2,23

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	8,78	3	2,93	1,35	0,30	3,41
Dentro de los grupos	28,18	13	2,17			
Total	36,96	16				

### Análisis de varianza: densidad de cargas (limo fino)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonales	3	44,99	15,00	6,45
Borde	2	36,51	18,26	10,81
Centro (0-2)	6	85,16	14,19	4,10
Centro (2-10)	6	111,32	18,55	4,95

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	69,78	3	23,26	4,38	0,02	3,41
Dentro de los grupos	69,01	13	5,31			
Total	138,72	16				

### TEST DE BONFERRONI

	Centro (0-2)	Zonales	Borde	Centro (2-10)
Centro (0-2)		0,49	2,16	3,28
Zonales	ns		1,55	2,18
Borde	ns	ns		0,16
Centro (2-10)	*	ns	ns	

a	0,05
Valor Crítico	3,01

**Análisis de varianza: densidad de cargas (limo medio)**

<i>Grupos</i>	<i>Cuenta</i>	<i>Suma</i>	<i>Promedio</i>	<i>Varianza</i>
Zonales	3	40,38	13,46	0,97
Borde	2	34,05	17,03	2,06
Centro (0-2)	6	112,06	18,68	11,27
Centro (2-10)	6	113,61	18,94	11,31

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

<i>Origen de las variaciones</i>	<i>Suma de cuadrados</i>	<i>Grados de libertad</i>	<i>Promedio de los cuadrados</i>	<i>F</i>	<i>Probabilidad</i>	<i>Valor crítico para F</i>
Entre grupos	69,69	3	23,23	2,58	0,10	3,41
Dentro de los grupos	116,90	13	8,99			
Total	186,59	16				

**Análisis de varianza: densidad de cargas (limo grueso)**

<i>Grupos</i>	<i>Cuenta</i>	<i>Suma</i>	<i>Promedio</i>	<i>Varianza</i>
Zonales	3	34,51	11,50	4,94
Borde	2	30,23	15,12	53,77
Centro (0-2)	6	98,86	16,48	13,74
Centro (2-10)	6	84,66	14,11	12,70

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

<i>Origen de las variaciones</i>	<i>Suma de cuadrados</i>	<i>Grados de libertad</i>	<i>Promedio de los cuadrados</i>	<i>F</i>	<i>Probabilidad</i>	<i>Valor crítico para F</i>
Entre grupos	51,88	3	17,29	1,15	0,37	3,41
Dentro de los grupos	195,87	13	15,07			
Total	247,75	16				

**Óxidos de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en muestras de suelo enteras (sin fraccionar).**

<b>Muestras zonales (0-10 cm)</b>			
	<b>Z I</b>	<b>Z II</b>	<b>Z III</b>
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%)</b>	0,5385	0,5804	0,4846
<b>SiO<sub>2</sub> (%)</b>	2,1726	2,2353	3,3429
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%)</b>	0,0306	0,0309	0,0317
<b>SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,0345	3,8514	6,8978
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>+Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,1986	0,2061	0,1266

<b>Borde (0-10 cm)</b>		
	<b>A</b>	<b>N</b>
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%)</b>	0,4575	0,4128
<b>SiO<sub>2</sub> (%)</b>	2,0060	1,9227
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%)</b>	0,0291	0,0277
<b>SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,3850	4,6583
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>+Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,8143	0,8233

<b>Muestras de la costra salina (0-2 cm)</b>						
	<b>C</b>	<b>E</b>	<b>G</b>	<b>H</b>	<b>I</b>	<b>K</b>
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%)</b>	0,5191	0,5211	0,4758	0,4239	0,4230	0,4430
<b>SiO<sub>2</sub> (%)</b>	2,4519	2,5603	2,6289	2,4633	2,2455	1,7469
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%)</b>	0,0142	0,0139	0,0107	0,0227	0,0240	0,0243
<b>SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,7232	4,9132	5,5258	5,8115	5,3083	3,9430
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>+Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,1747	0,1691	0,1532	0,1468	0,1585	0,2023

<b>Muestras subsuperficiales (2-10 cm)</b>						
	<b>C</b>	<b>E</b>	<b>G</b>	<b>H</b>	<b>I</b>	<b>K</b>
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%)</b>	0,4578	0,4763	0,4433	0,4440	0,4709	0,3962
<b>SiO<sub>2</sub> (%)</b>	3,1809	3,5514	2,9586	2,8045	2,9074	2,0280
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%)</b>	0,0258	0,0241	0,0252	0,0253	0,0234	0,0294
<b>SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	6,9477	7,4557	6,6746	6,3168	6,1738	5,1182
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>+Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,8742	0,8817	0,8697	0,8633	0,8606	0,8366

### Análisis de varianza: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(%) en muestras enteras

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonal	3	1,60	0,53	0,002
Borde	2	0,87	0,44	0,001
Centro (0-2)	6	2,81	0,47	0,002
Centro (2-10)	6	2,69	0,45	0,001

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,018	3	0,006	3,89	0,035	3,41
Dentro de los grupos	0,020	13	0,002			
Total	0,038	16				

### TEST DE BONFERRONI

	Borde	Centro (0-2)	Centro (2-10)	Zonales
Borde		0,41	1,02	2,79
Centro (2-10)	ns		0,87	3,13
Centro (0-2)	ns	ns		2,42
Zonales	ns	*	ns	

$\alpha$	0,05
Valor Crítico	3,01

### Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub> (%) en muestras enteras

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonal	3	7,751	2,584	0,433
Borde	2	3,929	1,964	0,003
Centro (0-2)	6	14,097	2,349	0,104
Centro (2-10)	6	17,431	2,905	0,255

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	1,69	3	0,562	2,740	0,086	3,411
Dentro de los grupos	2,67	13	0,205			
Total	4,35	16				

### Análisis de varianza: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%) en muestras enteras

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonal	3	0,093	0,031	3,3E-07
Borde	2	0,057	0,028	1,1E-06
Centro (0-2)	6	0,110	0,018	3,6E-05
Centro (2-10)	6	0,153	0,026	4,3E-06

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,0004	3	0,000132	8,392	0,002	3,411
Dentro de los grupos	0,0002	13	0,000016			
Total	0,0006	16				

### TEST DE BONFERRONI

	Centro (2-10)	Centro (0-2)	Borde	Zonales
Centro (2-10)		3,16	3,13	4,55
Centro (0-2)	*		0,89	1,97
Borde	*	ns		0,73
Zonales	*	ns	ns	

α	0,05
Valor Crítico	3,01

### Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en muestras enteras

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonal	3	14,78	4,93	2,92
Borde	2	9,04	4,52	0,04
Centro (0-2)	6	30,23	5,04	0,44
Centro (2-10)	6	38,69	6,45	0,64

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	9,54	3	3,18	3,66	0,04	3,41
Dentro de los grupos	11,28	13	0,87			
Total	20,81	16				

### TEST DE BONFERRONI

	Borde	Zonales	Centro (0-2)	Centro (2-10)
Borde		0,478	0,68	2,53
Zonales	ns		0,17	2,31
Centro (0-2)	ns	ns		2,63
Centro (2-10)	ns	ns	ns	

α	0,05
Valor Crítico	3,01

**Óxidos de SiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en las fracciones arcilla y limo.**

		Zonales (0-10 cm)			
		Fracción	Z I	Z II	Z III
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	<2μ		0,7152	0,8998	0,7547
	2-6μ		0,6329	0,7825	0,5758
	6-20μ		0,3916	0,4438	0,3994
	20-50μ		0,4175	0,5222	0,5025
SiO <sub>2</sub> (%)	<2μ		3,2390	2,7259	3,4619
	2-6μ		4,8775	5,0414	9,5528
	6-20μ		12,0861	9,7823	15,6390
	20-50μ		3,6960	4,3066	3,7257
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<2μ		4,5291	3,0294	4,5872
	2-6μ		7,7064	6,4423	16,5892
	6-20μ		30,8639	22,0403	39,1573
	20-50μ		8,8531	8,2474	7,4138
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / SiO <sub>2</sub> +Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<2μ		0,1809	0,2482	0,1790
	2-6μ		0,1149	0,1344	0,0569
	6-20μ		0,0314	0,0434	0,0249
	20-50μ		0,1015	0,1081	0,1189

		Borde (0-10 cm)		
		Fracción	A	N
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	<2μ		0,7284	0,5219
	2-6μ		0,5400	0,4700
	6-20μ		0,4372	0,3485
	20-50μ		0,4080	0,3690
SiO <sub>2</sub> (%)	<2μ		4,0798	4,7121
	2-6μ		9,5661	8,2999
	6-20μ		17,5965	10,0298
	20-50μ		4,3324	4,1093
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<2μ		5,6010	9,0295
	2-6μ		17,7142	17,6583
	6-20μ		40,2473	28,7833
	20-50μ		10,6192	11,1363
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / SiO <sub>2</sub> +Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<2μ		0,1515	0,0997
	2-6μ		0,0534	0,0536
	6-20μ		0,0242	0,0336
	20-50μ		0,0861	0,0824

		Muestras de la costra salina (0-2 cm)					
Fracción		C	E	G	H	I	K
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	<2μ	0,4892	0,4505	0,4237	0,3822	0,3913	0,4635
	2-6μ	0,4764	0,4854	0,4590	0,4722	0,4190	0,4715
	6-20μ	0,4352	0,4288	0,4394	0,4337	0,4083	0,3905
	20-50μ	0,4586	0,4768	0,4491	0,5032	0,4921	0,4537
SiO <sub>2</sub> (%)	<2μ	2,3753	2,1286	2,1898	1,8499	2,0977	1,8979
	2-6μ	4,0272	3,7518	3,8274	3,6394	3,9698	3,6980
	6-20μ	6,3118	6,2145	7,0062	6,7406	6,6468	6,1695
	20-50μ	3,6190	3,8889	4,2693	4,2926	3,8050	3,1460
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<2μ	4,8552	4,7248	5,1685	4,8396	5,3604	4,0945
	2-6μ	8,4536	7,7287	8,3390	7,7070	9,4751	7,8437
	6-20μ	14,5018	14,4919	15,9465	15,5434	16,2787	15,7975
	20-50μ	7,8907	8,1569	9,5058	8,5309	7,7315	6,9335
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / SiO <sub>2</sub> +Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<2μ	0,1708	0,1747	0,1621	0,1712	0,1572	0,1963
	2-6μ	0,1058	0,1146	0,1071	0,1149	0,0955	0,1131
	6-20μ	0,0645	0,0645	0,0590	0,0604	0,0579	0,0595
	20-50μ	0,1125	0,1092	0,0952	0,1049	0,1145	0,1260

		Muestras subsuperficiales (2-10 cm)					
Fracción		C	E	G	H	I	K
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	<2μ	0,4493	0,4330	0,4351	0,4132	0,4020	0,3160
	2-6μ	0,4624	0,4285	0,4045	0,4288	0,4017	0,3114
	6-20μ	0,3859	0,4336	0,3505	0,3997	0,3399	0,3382
	20-50μ	0,4487	0,5695	0,5689	0,4925	0,4703	0,3563
SiO <sub>2</sub> (%)	<2μ	2,5932	2,3696	2,5123	2,5529	2,6094	2,1840
	2-6μ	5,9023	5,3362	5,6203	5,8383	6,1810	6,7507
	6-20μ	10,0269	9,9119	9,7529	12,3437	11,7121	11,6130
	20-50μ	4,6299	5,2454	3,9590	5,0974	3,8156	4,5824
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<2μ	5,7712	5,4723	5,7745	6,1789	6,4913	6,9124
	2-6μ	12,7638	12,4530	13,8950	13,6164	15,3872	21,6768
	6-20μ	25,9809	22,8612	27,8273	30,8826	34,4614	34,3356
	20-50μ	10,3185	9,2112	6,9585	10,3495	8,1134	12,8605
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / SiO <sub>2</sub> +Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<2μ	0,1477	0,1545	0,1476	0,1393	0,1335	0,1264
	2-6μ	0,0727	0,0743	0,0671	0,0684	0,0610	0,0441
	6-20μ	0,0371	0,0419	0,0347	0,0314	0,0282	0,0283
	20-50μ	0,0884	0,0979	0,1257	0,0881	0,1097	0,0721

**Análisis de varianza: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (fracción arcilla)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonal	3	2,37	0,790	0,009
Borde	2	1,25	0,625	0,022
Centro(0-2)	6	2,59	0,432	0,002
Centro(2-10)	6	2,45	0,408	0,002

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,36	3	0,12	25,68	9,8E-06	3,41
Dentro de los grupos	0,06	13	0,00			
Total	0,42	16				

**TEST DE BONFERRONI**

	Centro(2-10)	Centro(0-2)	Borde	Zonal
Centro (2-10)		0,59	3,88	7,89
Centro (0-2)	ns		3,46	7,41
Borde	*	*		2,64
Zonal	*	*	ns	

α	0,05
Valor Crítico	3,01

**Análisis de varianza: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (limo fino)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonal	3	1,99	0,663	0,011
Borde	2	1,01	0,505	0,002
Centro (0-2)	6	2,79	0,465	0,001
Centro (2-10)	6	2,43	0,405	0,003

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,14	3	0,046	14,69	0,0002	3,41
Dentro de los grupos	0,04	13	0,003			
Total	0,18	16				

**TEST DE BONFERRONI**

	Centro(2-10)	Centro(0-2)	Borde	Zonal
Centro (2-10)		1,86	2,20	6,55
Centro (0-2)	ns		0,88	5,03
Borde	ns	ns		3,11
Zonal	*	*	*	

α	0,05
Valor Crítico	3,01

**Análisis de varianza: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (limo medio)**

<i>Grupos</i>	<i>Cuenta</i>	<i>Suma</i>	<i>Promedio</i>	<i>Varianza</i>
Zonal	3	1,23	0,41	0,0007
Borde	2	0,79	0,40	0,0040
Centro (0-2)	6	2,54	0,42	0,0004
Centro (2-10)	6	2,25	0,38	0,0014

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

<i>Origen de las variaciones</i>	<i>Suma de cuadrados</i>	<i>Grados de libertad</i>	<i>Promedio de los cuadrados</i>	<i>F</i>	<i>Probabilidad</i>	<i>Valor crítico para F</i>
Entre grupos	0,007	3	0,0025	2,23	0,13	3,41
Dentro de los grupos	0,014	13	0,0011			
Total	0,022	16				

**Análisis de varianza: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (limo grueso)**

<i>Grupos</i>	<i>Cuenta</i>	<i>Suma</i>	<i>Promedio</i>	<i>Varianza</i>
Zonal	3	1,44	0,48	0,0028
Borde	2	0,78	0,39	0,0008
Centro (0-2)	6	2,83	0,47	0,0005
Centro (2-10)	6	2,91	0,49	0,0063

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

<i>Origen de las variaciones</i>	<i>Suma de cuadrados</i>	<i>Grados de libertad</i>	<i>Promedio de los cuadrados</i>	<i>F</i>	<i>Probabilidad</i>	<i>Valor crítico para F</i>
Entre grupos	0,014	3	0,00	1,55	0,25	3,41
Dentro de los grupos	0,040	13	0,00			
Total	0,055	16				

### Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub> (fracción arcilla)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonal	3	9,43	3,14	0,14
Borde	2	8,79	4,40	0,20
Centro (0-2)	6	12,55	2,09	0,04
Centro (2-10)	6	14,81	2,47	0,03

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	8,87	3	2,96	47,79	2,8E-07	3,41
Dentro de los grupos	0,80	13	0,06			
Total	9,68	16				

### TEST DE BONFERRONI

	Centro(0-2)	Centro(2-10)	Zonal	Borde
Centro (0-2)		2,62	5,98	11,34
Centro (2-10)	ns		3,84	9,49
Zonal	*	*		5,51
Borde	*	*	*	

$\alpha$	0,01
Valor Crítico	3,77

### Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub> (limo fino)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonal	3	19,47	6,49	7,03
Borde	2	17,87	8,94	0,81
Centro (0-2)	6	22,92	3,82	0,02
Centro (2-10)	6	35,63	5,94	0,24

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	44,29	3	14,76	11,87	0,0005	3,41
Dentro de los grupos	16,17	13	1,24			
Total	60,46	16				

### TEST DE BONFERRONI

	Centro(0-2)	Centro(2-10)	Zonal	Borde
Centro (0-2)		3,29	3,39	5,62
Centro (2-10)	*		0,70	3,29
Zonal	*	ns		2,40
Borde	*	*	ns	

$\alpha$	0,05
Valor Crítico	3,01

### Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub> (limo medio)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonal	3	37,51	12,50	8,71
Borde	2	27,63	13,82	28,65
Centro (0-2)	6	39,09	6,52	0,11
Centro (2-10)	6	65,35	10,89	1,26

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	125,54	3	41,85	10,28	0,001	3,41
Dentro de los grupos	52,94	13	4,07			
Total	178,48	16				

### TEST DE BONFERRONI

	Centro(0-2)	Centro(2-10)	Zonal	Borde
Centro (0-2)		3,76	4,20	4,43
Centro (2-10)	*		1,13	1,77
Zonal	*	ns		0,71
Borde	*	ns	ns	

$\alpha$	0,05
Valor Crítico	3,01

### Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub> (limo grueso)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonal	3	11,74	3,91	0,12
Borde	2	8,44	4,22	0,02
Centro (0-2)	6	23,02	3,84	0,18
Centro (2-10)	6	27,34	4,56	0,34

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	1,76	3	0,59	2,67	0,09	3,41
Dentro de los grupos	2,86	13	0,22			
Total	4,62	16				

### Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (fracción arcilla)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonal	3	12,15	4,05	0,78
Borde	2	14,63	7,32	5,88
Centro (0-2)	6	29,04	4,84	0,19
Centro (2-10)	6	36,59	6,10	0,29

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	17,59	3	5,86	7,75	0,003	3,41
Dentro de los grupos	9,83	13	0,76			
Total	27,42	16				

### TEST DE BONFERRONI

	Zonal	Centro(0-2)	Centro(2-10)	Borde
Zonal		1,29	3,33	4,11
Centro (0-2)	ns		2,51	3,49
Centro (2-10)	*	ns		1,71
Borde	*	*	ns	

α	0,05
Valor Crítico	3,01

### Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (limo fino)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonal	3	30,74	10,25	30,582
Borde	2	35,37	17,69	0,001
Centro(0-2)	6	49,91	8,32	0,656
Centro(2-10)	6	89,80	14,97	11,880

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	207,80	3	69,27	7,27	0,004	3,41
Dentro de los grupos	123,85	13	9,53			
Total	331,65	16				

### TEST DE BONFERRONI

	Centro(0-2)	Zonal	Centro(2-10)	Borde
Centro (0-2)		0,88	3,73	3,72
Zonal	ns		2,16	2,64
Centro (2-10)	*	ns		1,08
Borde	*	ns	ns	

α	0,05
Valor Crítico	3,01

### Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (limo medio)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonal	3	92,06	30,69	73,30
Borde	2	69,03	34,52	65,78
Centro (0-2)	6	92,56	15,43	0,58
Centro (2-10)	6	176,35	29,39	21,83

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	942,23	3	314,08	12,59	0,0004	3,41
Dentro de los grupos	324,39	13	24,95			
Total	1266,62	16				

### TEST DE BONFERRONI

	Centro(0-2)	Centro(2-10)	Zonal	Borde
Centro (0-2)		4,84	4,32	4,68
Centro (2-10)	*		0,37	1,26
Zonal	*	ns		0,84
Borde	*	ns	ns	

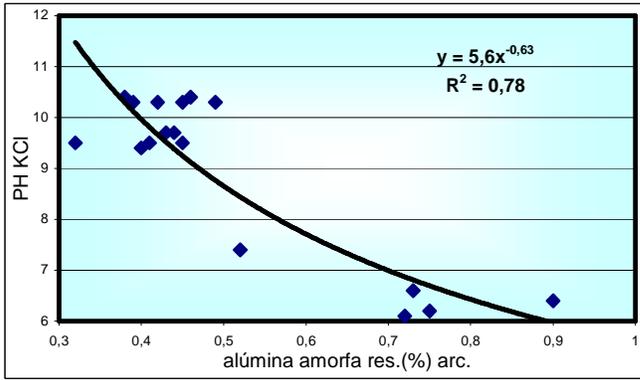
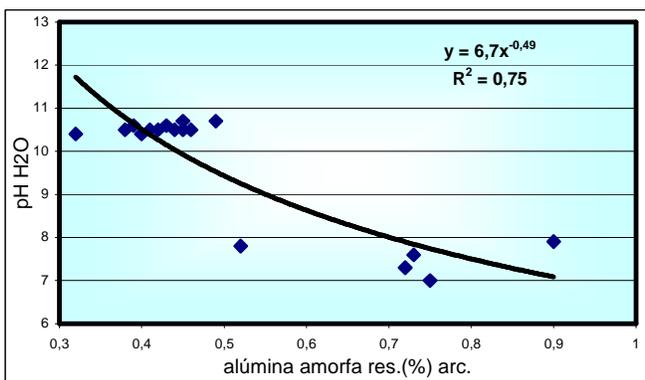
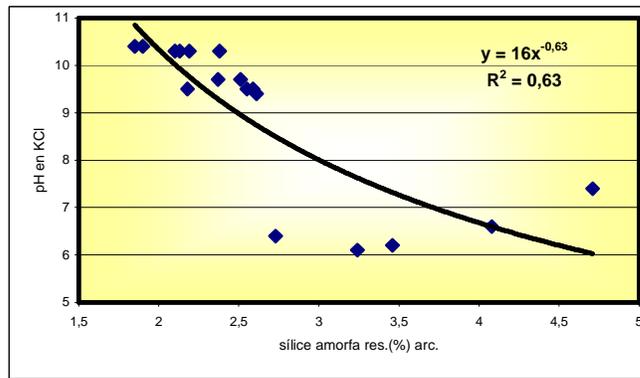
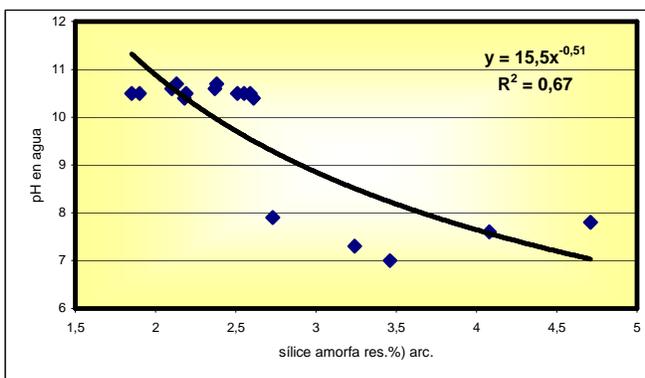
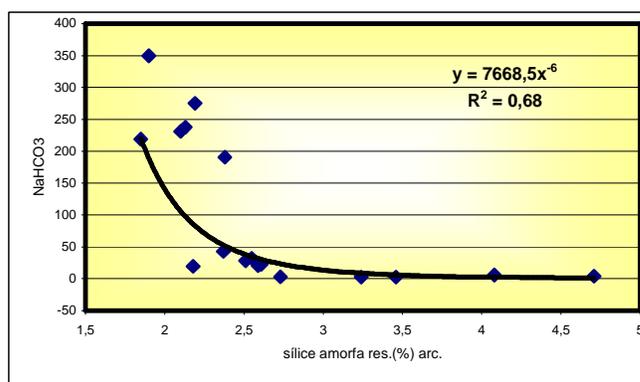
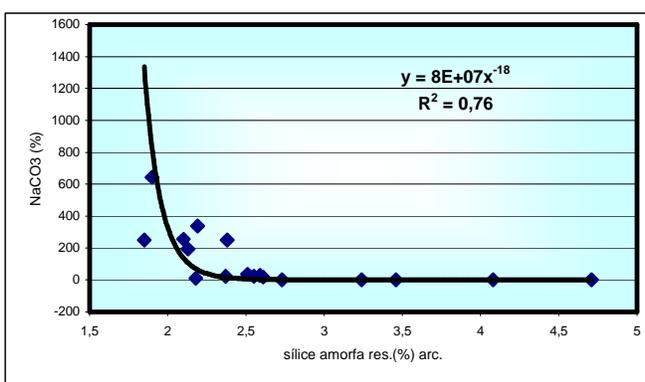
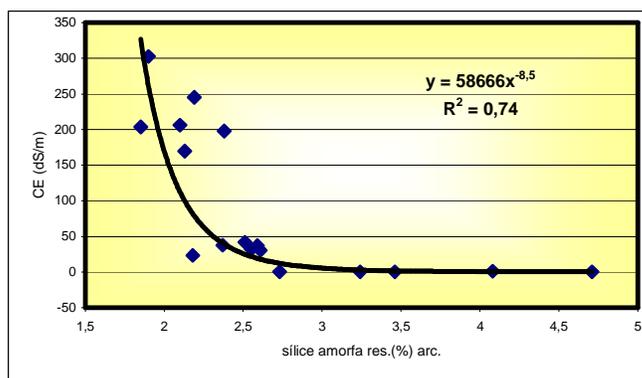
α	0,01
Valor Crítico	3,77

### Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (limo grueso)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonal	3	24,51	8,17	0,52
Borde	2	21,76	10,88	0,14
Centro (0-2)	6	48,75	8,13	0,74
Centro (2-10)	6	57,81	9,64	4,21

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	16,15	3	5,38	2,70	0,09	3,41
Dentro de los grupos	25,95	13	2,00			
Total	42,09	16				



### C y N orgánico

Zonales (0-10 cm)	C org.(%)	N org.(%)	C / N
Z I	1,87	0,15	12,54
Z II	1,31	0,10	12,54
Z III	1,83	0,15	12,40
<b>Media</b>	1,67	0,13	12,49

Borde (0-10 cm)	C org.(%)	N org.(%)	C / N
A	1,13	0,09	12,65
N	1,11	0,10	11,60
<b>Media</b>	1,12	0,09	12,13

Costra (0-2 cm)	C org.(%)	N org.(%)	C / N
C	0,62	0,04	17,29
E	0,65	0,05	13,63
G	1,59	0,14	11,49
H	1,33	0,13	10,48
I	1,29	0,11	12,12
K	0,93	0,07	12,96
<b>Media</b>	1,06	0,09	13,00

Centro (2-10 cm)	C org.(%)	N org.(%)	C / N
C	0,57	0,05	10,92
E	0,50	0,05	9,67
G	0,58	0,06	9,73
H	0,60	0,06	10,76
I	0,55	0,06	9,64
K	0,39	0,03	14,63
<b>Media</b>	0,53	0,05	10,89

### Análisis de varianza: C orgánico

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonales	3	5,00	1,67	0,10
Borde	2	2,24	1,12	0,00
Centro(0-2)	6	6,39	1,06	0,16
Centro (2-10)	6	3,18	0,53	0,01

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	2,71	3	0,90	11,69	0,0005	3,41
Dentro de los grupos	1,00	13	0,08			
Total	3,71	16				

### TEST DE BONFERRONI

	Centro (2-10)	Centro(0-2)	Borde	Zonales
Centro (2-10)		3,33	2,59	5,78
Centro (0-2)	*		0,24	3,07
Borde	ns	ns		2,16
Zonales	*	*	ns	

$\alpha$	0,05
Valor Crítico	3,01

### Análisis de varianza: N orgánico

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonales	3	0,40	0,13	0,00063
Borde	2	0,18	0,09	0,00002
Centro(0-2)	6	0,53	0,09	0,00178
Centro (2-10)	6	0,30	0,05	0,00015

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,01	3	0,005	5,69	0,01	3,41
Dentro de los grupos	0,01	13	0,001			
Total	0,03	16				

### TEST DE BONFERRONI

	Centro(2-10)	Centro(0-2)	Borde	Zonales
Centro (2-10)		2,28	1,77	4,05
Centro (0-2)	ns		0,16	2,19
Borde	ns	ns		1,55
Zonales	*	ns	ns	

$\alpha$	0,01
Valor Crítico	3,77

### Análisis de varianza: C/N

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonales	3	37,48	12,49	0,01
Borde	2	24,25	12,13	0,55
Centro(0-2)	6	77,97	13,00	5,63
Centro (2-10)	6	65,35	10,89	3,69

### ANÁLISIS DE VARIANZA

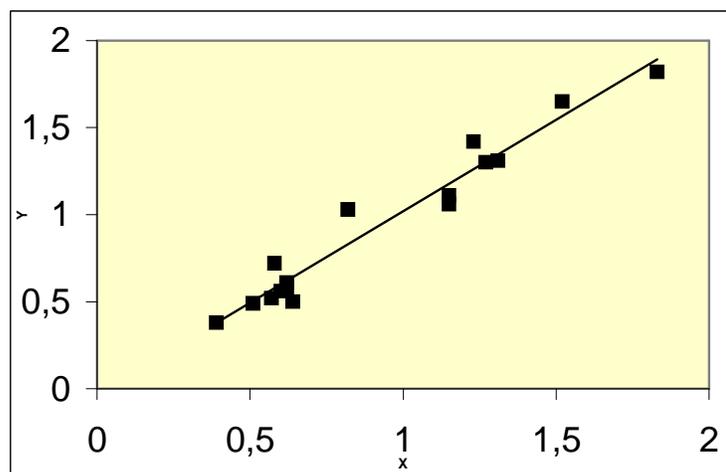
Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	14,01	3	4,67	1,29	0,32	3,41
Dentro de los grupos	47,15	13	3,63			
Total	61,16	16				

### Correlación de los métodos de C orgánico (%)

f.de v.	SC	gl	CM	F	p
Regresión	3,00	1	3,00	294,77	0,0000
Residual	0,14	14	0,01		
Total	3,14	15			

r	0,977
R <sup>2</sup>	0,955

X= Walkley-Black (digestión química húmeda)  
 Y= determinación colorimétrica de los iones Cr<sup>3+</sup> formados.



### Fósforo inorgánico

Zonales (0-10 cm)	P(m nat) ppm	P (m lav) ppm	P soluble ppm
Z I	7	7	0
Z II	5	6	-1
Z III	14	14	0
Media	9	9	0

Borde (0-10 cm)	P(m nat) ppm	P (m lav) ppm	P soluble ppm
A	6	5	1
N	10	12	-2
Media	8	9	-1

Centro (0-2 cm)	P(m nat) ppm	P (m lav) ppm	P soluble ppm
C	51,3	13	38,3
E	60,4	20	40,4
G	104,3	24	80,3
H	86,5	25	61,5
I	90,4	27	63,4
K	76,9	17	59,9
Media	78,3	21	57,3

Centro (2-10 cm)	P(m nat) ppm	P (m lav) ppm	P soluble ppm
C	29	11	18
E	42	18	24
G	49	24	25
H	40	22	18
I	37	28	9
K	20	11	9
Media	36	19	17

### Análisis de varianza: P (mtas. naturales)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonales	3	25,60	8,53	22,02
Borde	2	15,70	7,85	9,25
Centro(0-2)	6	469,80	78,30	388,20
Centro (2-10)	6	216,10	36,02	106,51

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	13803,19	3	4601,06	23,67	1,5E-05	3,41
Dentro de los grupos	2526,86	13	194,37			
Total	16330,05	16				

### TEST DE BONFERRONI

	Borde	Zonales	Centro(2-10)	Centro(0-2)
Borde		0,05	2,47	6,19
Zonales	ns		2,79	7,08
Centro (2-10)	ns	ns		5,25
Centro (0-2)	*	*	*	

$\alpha$	0,01
Valor Crítico	3,7724

### Análisis de varianza: P (mtas. lavadas)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonales	3	26,60	8,87	17,05
Borde	2	17,00	8,50	24,50
Centro(0-2)	6	126,00	21,00	28,40
Centro (2-10)	6	114,00	19,00	48,80

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	461,24	3	153,75	4,50	0,02	3,41
Dentro de los grupos	444,61	13	34,20			
Total	905,84	16				

### TEST DE BONFERRONI

	Borde	Zonales	Centro(2-10)	Centro(0-2)
Borde		0,07	2,20	2,62
Zonales	ns		2,45	2,93
Centro (2-10)	ns	ns		0,59
Centro(0-2)	ns	ns	ns	

$\alpha$	0,05
Valor Crítico	3,01

### Análisis de varianza: P soluble

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonales	3	-0,5	-0,2	0,3
Borde	2	-1,0	-0,5	4,5
Centro(0-2)	6	343,8	57,3	247,4
Centro (2-10)	6	102,1	17,0	51,2

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	9820,59	3	3273,53	28,40	5,6E-06	3,41
Dentro de los grupos	1498,52	13	115,27			
Total	11319,10	16				

### TEST DE BONFERRONI

	Borde	Zonales	Centro (2-10)	Centro(0-2)
Borde		0,03	2,0	6,59
Zonales	ns		2,26	7,57
Centro (2-10)	ns	ns		6,50
Centro(0-2)	*	*	*	

$\alpha$	0,01
Valor Crítico	3,77

### Recuento de granos sueltos.

Especies minerales presentes en la fracción arena media (100-250 $\mu$ )												
Muestras		Cuarzo		Vidrio volcánico				Feldespatos		Otros		Total recuento
		recuento	(%)	incolore		pardo		recuento	(%)	recuento	(%)	
				recuento	(%)	recuento	(%)					
Zonales (0-10cm)	Z I	39	22,5	13	7,5	17	9,8	34	19,7	70	40,5	173
	Z II	44	26,7	13	7,9	20	12,1	17	10,3	71	43	165
	Z III	50	28,9	12	6,9	51	29,5	13	7,5	47	27,2	173
Borde (0-10cm)	A	63	36,4	16	9,3	43	24,8	4	2,3	47	27,2	173
	N	43	25,6	20	11,9	37	22,0	28	16,7	40	23,8	168
Costra (0-2cm)	G	24	13,5	66	37,1	33	18,5	24	13,5	31	17,4	178
	H	15	9,0	58	34,9	69	41,6	7	4,2	17	10,2	166
	I	27	14,7	84	45,7	16	8,7	18	9,8	39	21,2	184
Subsup (2-10cm)	G	26	15,6	37	22,1	37	22,1	16	9,6	51	30,6	167
	H	32	19,4	55	33,3	17	10,3	21	12,7	40	24,3	165
	I	26	15,2	74	43,3	14	8,2	21	12,3	36	21	171

### Análisis de varianza: cuarzo (%)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonal	3	78,10	26,03	10,57
Borde	2	62,00	31,00	58,32
Centro (0-2)	3	37,20	12,40	9,03
Centro (2-10)	3	50,20	16,73	5,37

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	551,38	3	183,79	11,88	0,004	4,35
Dentro de los grupos	108,27	7	15,47			
Total	659,66	10				

### TEST DE BONFERRONI

	Centro (0-2)	Centro(2-10)	Zonales	Borde
Centro (0-2)		1,35	4,25	5,18
Centro (2-10)	ns		2,90	3,97
Zonales	*	ns		1,38
Borde	*	*	ns	

$\alpha$	0,05
Valor Crítico	3,28

### Análisis de varianza: vidrio incoloro (%)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonal	3	22,30	7,43	0,25
Borde	2	21,20	10,60	3,38
Centro (0-2)	3	117,70	39,23	32,57
Centro (2-10)	3	98,70	32,90	112,48

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	2114,75	3	704,92	16,78	0,001	4,35
Dentro de los grupos	293,99	7	42,00			
Total	2408,74	10				

### TEST DE BONFERRONI

	Zonales	Borde	Centro (2-10)	Centro (0-2)
Zonales		0,54	4,81	6,01
Borde	ns		3,77	4,84
Centro (2-10)	*	*		1,20
Centro (0-2)	*	*	ns	

$\alpha$	0,05
Valor Crítico	3,28

**Análisis de varianza: vidrio pardo (%)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonal	3	51,40	17,13	116,02
Borde	2	46,80	23,40	3,92
Centro (0-2)	3	68,80	22,93	285,34
Centro (2-10)	3	40,60	13,53	56,14

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	185,06	3	61,69	0,47	0,71	4,35
Dentro de los grupos	918,94	7	131,28			
Total	1104,00	10				

**Análisis de varianza: feldespatos (%)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Zonal	3	29,30	9,77	52,05
Borde	2	27,20	13,60	74,42
Centro (0-2)	3	27,50	9,17	21,92
Centro (2-10)	3	34,60	11,53	2,84

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	28,50	3	9,50	0,29	0,83	4,35
Dentro de los grupos	228,06	7	32,58			
Total	256,56	10				

### Índice de Cuarzo (IQ).

Variable	Zonales (0-10 cm)			Borde (0-10 cm)	
	Z I	Z II	Z III	A	N
IQ (Sm)	0,85	0,92	0,91	0,84	0,74
IQ (Ca)	-	-	-	-	-
IQ (PI)	0,40	0,53	0,49	0,74	0,66
IQ (F)	0,70	0,76	0,64	0,74	0,74

Variable	Muestras de la costra salina (0-2 cm)					
	C	E	G	H	I	K
IQ (Sm)	0,90	0,95	0,94	1,04	0,98	0,82
IQ (Ca)	1,70	1,82	1,92	1,92	2,00	2,04
IQ (PI)	0,90	0,75	0,81	0,87	0,84	0,94
IQ (F)	0,85	0,89	0,79	0,77	0,78	0,78

Variable	Muestras subsuperficiales (2-10 cm)					
	C	E	G	H	I	K
IQ (Sm)	0,97	1,12	0,81	1,04	0,98	0,98
IQ (Ca)	1,41	1,52	1,56	1,79	1,89	1,75
IQ (PI)	0,78	0,82	0,69	0,80	0,87	0,90
IQ (F)	0,72	0,83	0,72	0,75	0,85	0,93

#### Análisis de varianza: IQ (Sm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Centro (0-2)	6	5,63	0,94	0,006
Centro (2-10)	6	5,90	0,98	0,010
Borde	2	1,58	0,79	0,005
Zonal	3	2,68	0,89	0,001

#### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,06	3	0,02	3,00	0,07	3,41
Dentro de los grupos	0,09	13	0,01			
Total	0,15	16				

### Análisis de varianza: IQ (Ca)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Centro (0-2)	6	11,40	1,90	0,02
Centro (2-10)	6	9,92	1,65	0,03

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,18	1	0,18	7,40	0,02	4,96
Dentro de los grupos	0,25	10	0,02			
Total	0,43	11				

### TEST DE BONFERRONI

	Centro(2-10)	Centro(0-2)
Centro (2-10)		2,72
Centro (0-2)	*	

$\alpha$	0,05
Valor Crítico	2,20

### Análisis de varianza: IQ(PI)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Centro (0-2)	6	5,11	0,85	0,005
Centro (2-10)	6	4,86	0,81	0,005
Borde	2	1,40	0,70	0,003
Zonal	3	1,42	0,47	0,004

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,32	3	0,11	22,25	2,1E-05	3,41
Dentro de los grupos	0,06	13	0,00			
Total	0,38	16				

### TEST DE BONFERRONI

	Zonal	Borde	Centro(2-10)	centro(0-2)
Zonal		3,60	6,90	7,75
Borde	*		1,95	2,69
Centro (2-10)	*	ns		1,05
Centro (0-2)	*	ns	ns	

$\alpha$	0,05
Valor Crítico	3,11

### Análisis de varianza: IQ (F)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Centro (0-2)	6	4,86	0,81	0,002
Centro (2-10)	6	4,80	0,80	0,007
Borde	2	1,48	0,74	0,000
Zonal	3	2,10	0,70	0,004

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,03	3	0,01	2,39	0,12	3,41
Dentro de los grupos	0,05	13	0,00			
Total	0,08	16				

## AMBIENTE MARINO.

### Composición granulométrica.

0-2 cm	Nivel de salinidad			
	Alto		Intermedio	
	CB 1	CB 5	CB 2	CB 4
Frac./ Mta.				
< 2 $\mu$	22,10	2,49	15,30	10,14
2 - 6 $\mu$	9,25	8,75	11,00	11,01
6 - 20 $\mu$	18,27	30,86	27,70	18,31
20 - 50 $\mu$	25,54	37,52	30,00	27,98
50 - 100 $\mu$	19,64	10,67	9,70	12,03
100 - 250 $\mu$	3,76	4,39	1,40	14,81
> 250 $\mu$	0,31	0,53	0,20	3,49
TOTAL(%)	98,87	95,21	95,30	97,77

2-10 cm	Nivel de salinidad					
	Alto		Intermedio		Bajo (0-10 cm)	
	CB 1	CB 5	CB 2	CB 4	CB 3	CB6
Frac./ Mta.						
< 2 $\mu$	23,57	15,57	18,46	18,55	6,75	6,29
2 - 6 $\mu$	10,67	12,55	11,30	14,40	6,31	3,46
6 - 20 $\mu$	21,68	23,51	20,42	16,05	14,15	5,32
20 - 50 $\mu$	25,64	34,81	27,39	21,22	22,21	9,39
50 - 100 $\mu$	15,53	7,92	15,51	9,56	17,62	15,31
100 - 250 $\mu$	2,48	3,76	2,93	12,57	22,78	51,54
> 250 $\mu$	0,32	0,35	0,09	0,78	3,33	5,20
TOTAL(%)	99,89	98,47	96,10	93,13	93,15	96,51

## EXTRACTO DE SATURACIÓN.

### Suelos agrupados de acuerdo al nivel de salinidad

Muestra 0-2 cm	pH (buffer 7)	CE dS/m	RAS	CaCO <sub>3</sub> %
CB 1	6,6	202,8	56,7	0,27
CB 5	7,0	253,3	37,9	0,59
CB 2	6,3	69,2	43,4	0,18
CB 4	6,3	36,6	22,4	1,27

Muestra 2-10 cm	pH (buffer 7)	CE dS/m	RAS	CaCO <sub>3</sub> %
CB 1	6,4	110,0	54,0	2,23
CB 5	5,9	88,7	34,8	0,46
CB 2	6,2	54,1	33,9	0,34
CB 4	6,2	27,5	22,4	0,73
CB 3	6,3	7,5	4,0	0,24
CB 6	6,6	0,44	0,2	0,30

### Análisis de varianza: pH (0-2 cm) en extracto de saturación

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	13,62	6,81	0,088
Intermedia	2	12,60	6,30	0,000

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,26	1	0,26	5,90	0,14	18,51
Dentro de los grupos	0,09	2	0,04			
Total	0,35	3				

### Análisis de varianza: pH (2-10 cm) en extracto de saturación

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	12,33	6,17	0,140
Intermedia	2	12,44	6,22	0,000
Baja	2	12,92	6,46	0,039

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,10	2	0,05	0,82	0,52	9,55
Dentro de los grupos	0,18	3	0,06			
Total	0,28	5				

### Análisis de varianza: CE (0-2 cm) en extracto de saturación

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	456,00	228,00	1275,13
Intermedia	2	105,80	52,90	531,38

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	30660,01	1	30660,01	33,94	0,03	18,51
Dentro de los grupos	1806,50	2	903,25			
Total	32466,52	3				

### TEST DE BONFERRONI

	Intermedia	Alta
Intermedia		5,83
Alta	*	

$\alpha$	0,05
Valor Crítico	3,18

### Análisis de varianza: CE (2-10 cm) extracto de saturación

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	198,70	99,35	226,85
Intermedia	2	81,60	40,80	353,78
Baja	2	7,90	3,95	24,64

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	9258,12	2	4629,06	22,94	0,02	9,55
Dentro de los grupos	605,27	3	201,76			
Total	9863,39	5				

### TEST DE BONFERRONI

	Baja	Intermedia	Alta
Baja		2,59	6,72
Intermedia	ns		4,12
Alta	*	*	

$\alpha$	0,05
Valor Crítico	3,53

### Análisis de varianza: RAS (0-2 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	94,59	47,30	176,91
Intermedia	2	65,79	32,90	219,45

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	207,36	1	207,36	1,05	0,41	18,51
Dentro de los grupos	396,36	2	198,18			
Total	603,72	3				

**Análisis de varianza: RAS (2-10 cm)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	88,72	44,36	184,32
Intermedia	2	56,29	28,15	66,47
Baja	2	4,14	2,07	7,30

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	1820,85	2	910,43	10,58	0,04	9,55
Dentro de los grupos	258,09	3	86,03			
Total	2078,94	5				

**TEST DE BONFERRONI**

	Baja	Intermedia	Alta
Baja		2,81	4,56
Intermedia	ns		1,75
Alta	*	ns	

$\alpha$	0,05
Valor Crítico	3,53

**Análisis de varianza: CaCO<sub>3</sub> (%) (0-2 cm)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	0,86	0,43	0,05
Intermedia	2	1,45	0,73	0,59

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,09	1	0,09	0,27	0,66	18,51
Dentro de los grupos	0,65	2	0,32			
Total	0,73	3				

**Análisis de varianza: CaCO<sub>3</sub> (%) (2-10 cm)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	2,69	1,35	1,57
Intermedia	2	1,07	0,54	0,08
Baja	2	0,54	0,27	0,00

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	1,25	2	0,63	1,14	0,43	9,55
Dentro de los grupos	1,64	3	0,55			
Total	2,90	5				

**Cationes y Aniones solubles obtenidos en el extracto de saturación.**

Muestra	Profund. cm	Na <sup>+</sup> meq/L	K <sup>+</sup> meq/L	Ca <sup>2+</sup> y Mg <sup>2+</sup> meq/L	Suma Cat. meq/L	SO <sub>4</sub> <sup>=</sup> meq/L	CO <sub>3</sub> <sup>=</sup> meq/L	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> meq/L	Cl <sup>-</sup> meq/L	Suma Anio. meq/L
CB 1	0-2	945,5	33,7	1112,5	2092	55,0	-	3,83	1789,1	1848
	2-10	583,3	19,6	467,5	1070	38,0	-	3,13	933,3	974
CB 5	0-2	705,1	31,5	1385,0	2122	34,0	-	3,83	2114,6	2152
	2-10	403,9	16,3	540,0	960	840,6	-	2,25	24,0	867
CB 2	0-2	361,5	15,7	278,0	655	21,0	-	2,88	560,0	584
	2-10	261,5	10,9	238,0	510	13,0	-	1,71	515,0	530
CB 4	0-2	143,6	12,2	164,0	320	15,5	-	4,20	312,5	332
	2-10	120,5	8,9	116,0	245	7,50	-	3,63	193,8	205
CB 3	0-10	15,36	11,32	60,0	86,7	2,87	-	3,32	69,4	75,6
CB 6	0-10	0,14	1,54	2,90	4,58	2,74	-	1,83	0,15	4,72

**Análisis de varianza: Na<sup>+</sup> (meq/L) (0-2 cm)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	1650,64	825,32	28891,27
Intermedia	2	505,13	252,57	23751,10

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	328048,3	1	328048,29	12,46	0,07	18,51
Dentro de los grupos	52642,4	2	26321,19			
Total	380690,7	3				

**Análisis de varianza: Na<sup>+</sup> (meq/L) (2-10 cm)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	987,2	493,6	16106,5
Intermedia	2	382,1	191,0	9944,7
Baja	2	15,5	7,8	115,8

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	240783,9	2	120391,94	13,80	0,03	9,55
Dentro de los grupos	26167,1	3	8722,36			
Total	266951,0	5				

**TEST DE BONFERRONI**

	Baja	Intermedia	Alta
Baja		1,96	5,20
Intermedia	ns		3,24
Alta	*	ns	

$\alpha$	0,05
Valor Crítico	3,53

### Análisis de varianza: K<sup>+</sup> (meq/L) (0-2 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	65,22	32,61	2,38
Intermedia	2	27,82	13,91	6,06

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	349,69	1	349,69	82,95	0,012	18,51
Dentro de los grupos	8,43	2	4,22			
Total	358,12	3				

### TEST DE BONFERRONI

	Intermedia	Alta
Intermedia		9,10766
Alta	*	

$\alpha$	0,01
Valor Crítico	5,84

### Análisis de varianza: K<sup>+</sup> (meq/L) (2-10 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	35,87	17,94	5,35
Intermedia	2	19,78	9,89	1,92
Baja	2	12,86	6,43	47,82

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	139,37	2	69,69	3,79	0,15	9,55
Dentro de los grupos	55,09	3	18,36			
Total	194,46	5				

### Análisis de varianza: Ca<sup>2+</sup> y Mg<sup>2+</sup> meq/L (0-2 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	2497,5	1248,8	37128,1
Intermedia	2	442,0	221,0	6498,0

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	1056270,1	1	1056270,1	48,42	0,02	18,51
Dentro de los grupos	43626,1	2	21813,1			
Total	1099896,2	3				

### TEST DE BONFERRONI

	Intermedia	Alta
Intermedia		6,95872
Alta	*	

$\alpha$	0,01
Valor Crítico	5,84

### Análisis de varianza: $\text{Ca}^{2+}$ y $\text{Mg}^{2+}$ meq/L (2-10 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	1007,5	503,8	2628,1
Intermedia	2	354,0	177,0	7442,0
Baja	2	62,9	31,5	1630,2

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	234011,8	2	117005,9	30,0	0,01	9,6
Dentro de los grupos	11700,3	3	3900,1			
Total	245712,1	5				

### TEST DE BONFERRONI

	Baja	Intermedia	Alta
Baja		2,33063	7,56275
Intermedia	ns		5,23211
Alta	*	*	

$\alpha$	0,05
Valor Crítico	3,53

### Análisis de varianza: $\text{SO}_4^{2-}$ (meq/L) (0-2 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	89,0	44,5	220,5
Intermedia	2	36,5	18,3	15,13

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	689,06	1	689,06	5,85	0,14	18,51
Dentro de los grupos	235,63	2	117,81			
Total	924,69	3				

### Análisis de varianza: $\text{SO}_4^{2-}$ (meq/L) (2-10 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	878,63	439,32	322107,5
Intermedia	2	20,50	10,25	15,13
Baja	2	5,61	2,81	0,01

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	249795,5	2	124897,7	1,16	0,42	9,55
Dentro de los grupos	322122,6	3	107374,2			
Total	571918	5				

### Análisis de varianza: HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (meq/L) (0-2 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	7,66	3,83	0,000
Intermedia	2	7,08	3,54	0,871

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,08	1	0,08	0,19	0,70	18,51
Dentro de los grupos	0,87	2	0,44			
Total	0,96	3				

### Análisis de varianza: HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (meq/L) (2-10 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	5,38	2,69	0,39
Intermedia	2	5,34	2,67	1,84
Baja	2	5,15	2,58	1,11

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,02	2	0,01	0,01	0,99	9,55
Dentro de los grupos	3,34	3	1,11			
Total	3,36	5				

### Análisis de varianza: Cl<sup>-</sup> (meq/L) (0-2 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	3903,64	1951,82	52981,64
Intermedia	2	872,50	436,25	30628,13

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	2296952,4	1	2296952,4	54,9	0,02	18,5
Dentro de los grupos	83609,8	2	41804,9			
Total	2380562,2	3				

### TEST DE BONFERRONI

	Intermedia	Alta
Intermedia		7,41
Alta	*	

$\alpha$	0,01
Valor Crítico	5,84

### Análisis de varianza: Cl<sup>-</sup> (meq/L) (2-10 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	957,33	478,67	413440,52
Intermedia	2	708,75	354,38	51600,78
Baja	2	69,53	34,77	2396,40

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	209763,8	2	104881,92	0,67	0,57	9,55
Dentro de los grupos	467437,7	3	155812,57			
Total	677201,5	5				

## COMPLEJO DE INTERCAMBIO.

### Capacidad de Intercambio Catiónico (CIC) y Superficie Específica de Adsorción.

Muestra (0-2 cm)		Nivel de salinidad							
		Alto				Intermedio			
		CB 1		CB 5		CB 2		CB 4	
Fracción	Sup esp. m <sup>2</sup> /g	CIC meq/100g	Sup esp. m <sup>2</sup> /g	CIC meq/100g	Sup esp. m <sup>2</sup> /g	CIC meq/100g	Sup esp. m <sup>2</sup> /g	CIC meq/100g	
< 2 $\mu$	523,3	49,1	459,7	71,2	584,0	58,4	413,4	62,3	
2 - 6 $\mu$	266,0	29,1	297,8	56,0	303,6	37,2	326,7	51,1	
6 - 20 $\mu$	185,0	16,7	167,7	22,5	98,3	12,5	228,4	33,3	
20 - 50 $\mu$	79,5	8,1	100,5	12,1	54,9	6,1	182,2	21,4	

Muestra (2-10 cm)		Nivel de salinidad											
		Alto				Intermedio				Bajo			
		CB 1		CB 5		CB 2		CB 4		CB 3		CB 6	
Fracción	S. esp. m <sup>2</sup> /g	CIC meq/100g	S. esp. m <sup>2</sup> /g	CIC meq/100g	S. esp. m <sup>2</sup> /g	CIC meq/100g	S. esp. m <sup>2</sup> /g	CIC meq/100g	S. esp. m <sup>2</sup> /g	CIC meq/100g	S. esp. m <sup>2</sup> /g	CIC meq/100g	
< 2 $\mu$	610,0	51,4	427,9	69,9	641,9	54,8	511,7	59,8	459,7	49,7	416,3	50,1	
2 - 6 $\mu$	245,8	27,1	280,5	49,7	349,8	31,5	277,6	42,7	277,0	35,9	332,5	35,1	
6 - 20 $\mu$	108,4	11,9	104,1	16,1	137,3	13,4	170,6	23,6	219,1	25,8	237,1	24,1	
20 - 50 $\mu$	50,6	6,7	62,2	8,9	94,0	8,5	94,7	11,2	109,3	12,2	79,5	14,1	

**Análisis de varianza: superficie específica (0-2 cm) (arcilla)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	983,01	491,51	2023,12
Intermedia	2	997,46	498,73	14548,77

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	52,20	1	52,20	0,01	0,94	18,51
Dentro de los grupos	16571,88	2	8285,94			
Total	16624,08	3				

**Análisis de varianza: superficie específica (2-10 cm) (arcilla)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	1037,94	518,97	16587,49
Intermedia	2	1153,59	576,80	8464,31
Bajo	2	876,02	438,01	940,04

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	19439,69	2	9719,84	1,12	0,43	9,55
Dentro de los grupos	25991,84	3	8663,95			
Total	45431,53	5				

**Análisis de varianza: superficie específica (0-2 cm) (limo fino)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	563,78	281,89	505,62
Intermedia	2	630,29	315,15	267,50

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	1105,90	1	1105,90	2,86	0,23	18,51
Dentro de los grupos	773,12	2	386,56			
Total	1879,01	3				

### Análisis de varianza: superficie específica (2-10 cm) (limo fino)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	526,20	263,10	602,04
Intermedia	2	627,40	313,70	2612,20
Bajo	2	609,51	304,76	1538,46

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	2917,01	2	1458,50	0,92	0,49	9,55
Dentro de los grupos	4752,70	3	1584,23			
Total	7669,71	5				

### Análisis de varianza: superficie específica (0-2 cm) (limo medio)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	352,73	176,37	150,51
Intermedia	2	326,70	163,35	8463,01

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	169,39	1	169,39	0,04	0,86	18,51
Dentro de los grupos	8613,52	2	4306,76			
Total	8782,91	3				

### Análisis de varianza: superficie específica (2-10 cm) (limo medio)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	212,50	106,25	9,42
Intermedia	2	307,91	153,96	552,78
Bajo	2	456,22	228,11	160,92

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	15083,06	2	7541,53	31,29	0,010	9,55
Dentro de los grupos	723,12	3	241,04			
Total	15806,18	5				

### TEST DE BONFERRONI

	Alta	Intermedia	Baja
Alta		3,07269	7,84904
Intermedia	ns		4,77634
Baja	*	*	

$\alpha$	0,05
Valor Crítico	3,5341

### Análisis de varianza: superficie específica (0-2 cm) (limo grueso)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	179,98	89,99	219,66
Intermedia	2	237,08	118,54	8092,46

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	815,10	1	815,10	0,20	0,70	18,51
Dentro de los grupos	8312,13	2	4156,06			
Total	9127,23	3				

### Análisis de varianza: superficie específica (2-10 cm) (limo grueso)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	112,76	56,38	66,82
Intermedia	2	188,65	94,32	0,26
Bajo	2	188,81	94,41	443,72

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	1923,69	2	961,85	5,65	0,096	9,552
Dentro de los grupos	510,80	3	170,27			
Total	2434,50	5				

### Análisis de varianza: CIC (0-2 cm) (arcilla)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	120,33	60,17	244,43
Intermedia	2	120,67	60,34	7,80

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,03	1	0,03	0,0002	0,99	18,51
Dentro de los grupos	252,23	2	126,11			
Total	252,26	3				

**Análisis de varianza: CIC (2-10 cm) (arcilla)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	121,36	60,68	171,50
Intermedia	2	114,59	57,30	12,75
Bajo	2	99,80	49,90	0,12

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	121,57	2	60,78	0,99	0,47	9,55
Dentro de los grupos	184,36	3	61,45			
Total	305,93	5				

**Análisis de varianza: CIC (0-2 cm) (limo fino)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	85,02	42,51	362,34
Intermedia	2	88,28	44,14	96,33

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	2,66	1	2,66	0,01	0,92	18,51
Dentro de los grupos	458,67	2	229,34			
Total	461,33	3				

**Análisis de varianza: CIC (2-10 cm) (limo fino)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	76,79	38,40	256,06
Intermedia	2	74,22	37,11	62,05
Bajo	2	71,04	35,52	0,29

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	8,30	2	4,15	0,04	0,96	9,55
Dentro de los grupos	318,40	3	106,13			
Total	326,69	5				

**Análisis de varianza: CIC (0-2 cm) (limo medio)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	39,25	19,63	16,99
Intermedia	2	45,85	22,93	216,94

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	10,89	1	10,89	0,09	0,79	18,51
Dentro de los grupos	233,94	2	116,97			
Total	244,83	3				

**Análisis de varianza: CIC (2-10 cm) (limo medio)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	28,02	14,01	8,82
Intermedia	2	36,94	18,47	52,02
Bajo	2	49,90	24,95	1,51

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	121,04	2	60,52	2,91	0,20	9,55
Dentro de los grupos	62,35	3	20,78			
Total	183,40	5				

**Análisis de varianza: CIC (0-2 cm) (limo grueso)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	20,22	10,11	7,76
Intermedia	2	27,52	13,76	117,66

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	13,32	1	13,32	0,21	0,69	18,51
Dentro de los grupos	125,42	2	62,71			
Total	138,74	3				

### Análisis de varianza: CIC (2-10 cm) (limo grueso)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	15,59	7,80	2,49
Intermedia	2	19,71	9,86	3,78
Bajo	2	26,24	13,12	1,77

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	28,84	2	14,42	5,38	0,10	9,55
Dentro de los grupos	8,03	3	2,68			
Total	36,87	5				

### Densidad de Cargas (R).

$$R = (CIC / S) * 100$$

Muestra (0-2 cm)	Nivel de salinidad			
	Alto		Intermedio	
Fracción	CB 1	CB 5	CB 2	CB 4
< 2 μ	9,4	15,5	10,0	15,1
2 - 6 μ	10,9	18,8	12,3	15,6
6 - 20 μ	9,0	13,4	12,7	14,6
20 - 50 μ	10,2	12,0	11,1	11,8

Muestra (2-10 cm)	Nivel de salinidad					
	Alto		Intermedio		Bajo	
Fracción	CB 1	CB 5	CB 2	CB 4	CB 3	CB 6
< 2 μ	8,4	16,3	8,5	11,7	10,8	12,0
2 - 6 μ	11,0	17,7	9,0	15,4	12,9	10,6
6 - 20 μ	11,0	15,5	9,7	13,8	11,8	10,2
20 - 50 μ	13,2	14,3	9,0	11,9	11,1	17,7

**Análisis de varianza: densidad de cargas (0-2 cm) (arcilla)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	24,88	12,44	18,66
Intermedia	2	25,06	12,53	12,89

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,01	1	0,01	0,001	0,98	18,51
Dentro de los grupos	31,55	2	15,77			
Total	31,56	3				

**Análisis de varianza: densidad de cargas (2-10 cm) (arcilla)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	24,77	12,39	31,33
Intermedia	2	20,22	10,11	4,98
Baja	2	22,84	11,42	0,77

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	5,22	2	2,61	0,21	0,82	9,55
Dentro de los grupos	37,09	3	12,36			
Total	42,30	5				

**Análisis de varianza: densidad de cargas (0-2 cm) (limo fino)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	29,72	14,86	31,00
Intermedia	2	27,89	13,94	5,72

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,84	1	0,84	0,05	0,85	18,51
Dentro de los grupos	36,71	2	18,36			
Total	37,55	3				

**Análisis de varianza: densidad de cargas (2-10 cm) (limo fino)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	28,74	14,37	22,48
Intermedia	2	24,39	12,20	20,23
Baja	2	23,53	11,76	2,86

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	7,81	2	3,91	0,26	0,79	9,55
Dentro de los grupos	45,58	3	15,19			
Total	53,39	5				

**Análisis de varianza: densidad de cargas (0-2 cm) (limo medio)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	22,47	11,24	9,73
Intermedia	2	27,32	13,66	1,75

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	5,88	1	5,88	1,03	0,42	18,51
Dentro de los grupos	11,48	2	5,74			
Total	17,36	3				

**Análisis de varianza: densidad de cargas (2-10 cm) (limo medio)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	26,46	13,23	10,10
Intermedia	2	23,55	11,78	8,33
Baja	2	21,94	10,97	1,32

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	5,26	2	2,63	0,40	0,70	9,55
Dentro de los grupos	19,74	3	6,58			
Total	25,01	5				

**Análisis de varianza: densidad de cargas (0-2 cm) (limo grueso)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	22,26	11,13	1,59
Intermedia	2	22,85	11,43	0,23

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,09	1	0,09	0,10	0,79	18,51
Dentro de los grupos	1,82	2	0,91			
Total	1,91	3				

**Análisis de varianza: densidad de cargas (2-10 cm) (limo grueso)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	27,54	13,77	0,64
Intermedia	2	20,89	10,44	4,02
Baja	2	28,82	14,41	21,41

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	18,15	2	9,07	1,04	0,45	9,55
Dentro de los grupos	26,07	3	8,69			
Total	44,22	5				

**Óxidos de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en muestras de suelo enteras (sin fraccionar).**

Variable	Profundidad (cm)	Nivel de salinidad					
		Alto		Intermedio		Bajo	
		CB 1	CB 5	CB 2	CB 4	CB3	CB 6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	0-2	0,29	0,31	0,35	0,34	-	-
	2-10	0,33	0,40	0,37	0,39	0,40	0,55
SiO <sub>2</sub> (%)	0-2	1,32	2,03	1,88	2,02	-	-
	2-10	1,39	2,60	1,61	2,30	2,34	1,81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	0-2	0,019	0,014	0,018	0,021	-	-
	2-10	0,019	0,021	0,018	0,021	0,026	0,034
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0-2	4,51	6,49	5,39	5,88	-	-
	2-10	4,24	6,56	4,41	5,85	5,86	3,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /	0-2	0,18	0,13	0,16	0,15	-	-

<b>SiO<sub>2</sub>+Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>2-10</b>	0,19	0,13	0,18	0,15	0,15	0,23
--	-------------	------	------	------	------	------	------

### Análisis de varianza: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en muestras enteras (0-2 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Intermedia	2	0,69	0,35	0,00001
Alta	2	0,61	0,30	0,00020

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,0019	1	0,0019	17,8	0,1	18,5
Dentro de los grupos	0,0002	2	0,0001			
Total	0,0021	3				

### Análisis de varianza: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en muestras enteras (2-10 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Baja	2	0,95	0,48	0,0120
Intermedia	2	0,76	0,38	0,0003
Alta	2	0,72	0,36	0,0023

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,02	2	0,008	1,58	0,34	9,55
Dentro de los grupos	0,01	3	0,005			
Total	0,03	5				

### Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub> en muestras enteras (0-2 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Intermedia	2	3,90	1,95	0,01
Alta	2	3,35	1,68	0,25

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,08	1	0,08	0,57	0,53	18,51
Dentro de los grupos	0,26	2	0,13			
Total	0,34	3				

**Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub> en muestras enteras (2-10 cm)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Baja	2	4,15	2,07	0,14
Intermedia	2	3,91	1,96	0,23
Alta	2	3,99	2,00	0,73

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,01	2	0,01	0,02	0,98	9,55
Dentro de los grupos	1,10	3	0,37			
Total	1,12	5				

**Análisis de varianza: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en muestras enteras (0-2 cm)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Intermedia	2	0,04	0,02	2,3E-06
Alta	2	0,03	0,02	1,1E-05

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	1,1E-05	1	1,1E-05	1,62	0,33	18,51
Dentro de los grupos	1,4E-05	2	6,9E-06			
Total	2,5E-05	3				

**Análisis de varianza: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en muestras enteras (0-2 cm)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Baja	2	0,06	0,03	3,4E-05
Intermedia	2	0,04	0,02	3,1E-06
Alta	2	0,04	0,02	2,6E-06

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,00015	2	7,6E-05	5,64	0,10	9,55
Dentro de los grupos	0,00004	3	1,3E-05			
Total	0,00019	5				

**Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en muestras enteras (0-2 cm)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Intermedia	2	11,27	5,64	0,12
Alta	2	11,00	5,50	1,96

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,02	1	0,02	0,02	0,91	18,51
Dentro de los grupos	2,08	2	1,04			
Total	2,10	3				

**Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en muestras enteras (0-2 cm)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Baja	2	9,11	4,56	3,35
Intermedia	2	10,26	5,13	1,04
Alta	2	10,80	5,40	2,69

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,75	2	0,37	0,16	0,86	9,55
Dentro de los grupos	7,08	3	2,36			
Total	7,83	5				

**Óxidos de SiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en las fracciones arcilla y limo.**

Muestras (0-2 cm)		Nivel de salinidad			
		Alto		Intermedio	
Variable	Fracción	CB 1	CB 5	CB 2	CB 4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	< 2 μ	0,36	0,46	0,31	0,43
	2-6 μ	0,32	0,45	0,35	0,50
	6-20 μ	0,35	0,56	0,34	0,43
	20-50 μ	0,38	0,53	0,43	0,45
SiO <sub>2</sub> (%)	< 2 μ	1,13	4,68	1,32	2,39
	2-6 μ	1,81	6,66	3,21	4,98
	6-20 μ	2,43	7,83	5,42	5,99
	20-50 μ	2,26	3,78	2,95	3,06
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	< 2 μ	3,10	10,16	4,28	5,62
	2-6 μ	5,71	14,92	9,05	9,94
	6-20 μ	6,84	13,86	15,86	13,82
	20-50 μ	5,95	7,12	6,90	6,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / SiO <sub>2</sub> +Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	< 2 μ	0,24	0,09	0,19	0,15
	2-6 μ	0,15	0,06	0,10	0,09
	6-20 μ	0,13	0,07	0,06	0,07
	20-50 μ	0,14	0,12	0,13	0,13

Muestras (2-10 cm)		Nivel de salinidad					
		Alto		Intermedio		Bajo	
Variable	Fracción	CB 1	CB 5	CB 2	CB 4	CB 3	CB 6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	< 2 μ	0,34	0,41	0,33	0,43	0,47	1,02
	2-6 μ	0,33	0,36	0,33	0,51	0,42	0,71
	6-20 μ	0,28	0,40	0,38	0,53	0,41	0,52
	20-50 μ	0,37	0,49	0,33	0,54	0,50	0,58
SiO <sub>2</sub> (%)	< 2 μ	1,02	4,02	1,03	2,60	3,11	3,10
	2-6 μ	2,00	6,62	2,08	5,32	6,62	6,36
	6-20 μ	2,50	6,87	3,37	6,85	7,73	9,23
	20-50 μ	2,27	3,23	2,01	3,42	3,32	4,10
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	< 2 μ	2,98	9,76	3,16	6,03	6,59	3,04
	2-6 μ	6,04	18,36	6,22	10,42	15,56	8,90
	6-20 μ	9,07	17,10	8,79	13,03	19,03	17,68
	20-50 μ	6,10	6,64	6,11	6,34	6,72	7,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / SiO <sub>2</sub> +Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	< 2 μ	0,25	0,09	0,24	0,14	0,13	0,25
	2-6 μ	0,14	0,05	0,14	0,09	0,06	0,10
	6-20 μ	0,10	0,06	0,10	0,07	0,05	0,05

	<b>20-50 <math>\mu</math></b>	0,14	0,13	0,14	0,14	0,13	0,12
--	-------------------------------	------	------	------	------	------	------

**Análisis de varianza:  $Al_2O_3$  (0-2 cm) (arcilla)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	0,824	0,412	0,005
Intermedia	2	0,733	0,366	0,007

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,002	1	0,002	0,36	0,61	18,51
Dentro de los grupos	0,012	2	0,006			
Total	0,014	3				

**Análisis de varianza:  $Al_2O_3$  (0-2 cm) (limo fino)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	0,76	0,38	0,01
Intermedia	2	0,86	0,43	0,01

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,002	1	0,002	0,23	0,68	18,51
Dentro de los grupos	0,019	2	0,010			
Total	0,021	3				

**Análisis de varianza:  $Al_2O_3$  (0-2 cm) (limo medio)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	0,919	0,460	0,022
Intermedia	2	0,775	0,388	0,004

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,005	1	0,01	0,40	0,59	18,51
Dentro de los grupos	0,026	2	0,01			
Total	0,031	3				

**Análisis de varianza: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0-2 cm) (limo grueso)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	0,910	0,455	0,0114
Intermedia	2	0,874	0,437	0,0002

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,0003	1	0,0003	0,06	0,83	18,51
Dentro de los grupos	0,0116	2	0,0058			
Total	0,0119	3				

**Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub> (0-2 cm) (arcilla)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	5,81	2,90	6,30
Intermedia	2	3,71	1,85	0,58

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	1,10	1	1,10	0,32	0,63	18,51
Dentro de los grupos	6,88	2	3,44			
Total	7,98	3				

**Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub> (0-2 cm) (limo fino)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	8,47	4,23	11,73
Intermedia	2	8,19	4,10	1,57

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,02	1	0,02	0,003	0,96	18,51
Dentro de los grupos	13,29	2	6,65			
Total	13,31	3				

**Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub> (0-2 cm) (limo medio)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	10,25	5,13	14,58
Intermedia	2	11,41	5,71	0,16

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,33	1	0,33	0,05	0,85	18,51
Dentro de los grupos	14,74	2	7,37			
Total	15,08	3				

**Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub> (0-2 cm) (limo grueso)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	6,04	3,02	1,16
Intermedia	2	6,01	3,00	0,01

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,0002	1	0,0002	0,0004	0,99	18,51
Dentro de los grupos	1,1650	2	0,5825			
Total	1,1652	3				

**Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0-2 cm) (arcilla)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	13,26	6,63	24,97
Intermedia	2	9,91	4,95	0,90

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	2,81	1	2,81	0,22	0,69	18,51
Dentro de los grupos	25,87	2	12,93			
Total	28,68	3				

**Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0-2 cm) (limo fino)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	20,63	10,32	42,36
Intermedia	2	19,00	9,50	0,40

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,67	1	0,67	0,03	0,88	18,51
Dentro de los grupos	42,76	2	21,38			
Total	43,43	3				

**Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0-2 cm) (limo medio)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	20,70	10,35	24,62
Intermedia	2	29,67	14,84	2,09

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	20,12	1	20,12	1,51	0,34	18,51
Dentro de los grupos	26,71	2	13,35			
Total	46,82	3				

**Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0-2 cm) (limo grueso)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	13,07	6,53	0,691
Intermedia	2	13,76	6,88	0,001

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,12	1	0,12	0,34	0,62	18,51
Dentro de los grupos	0,69	2	0,35			
Total	0,81	3				

**Análisis de varianza: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2-10 cm) (arcilla)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	0,75	0,38	0,002
Intermedia	2	0,76	0,38	0,005
Baja	2	1,49	0,74	0,152

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,18	2	0,09	1,68	0,32	9,55
Dentro de los grupos	0,16	3	0,05			
Total	0,34	5				

**Análisis de varianza: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2-10 cm) (limo fino)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	0,69	0,35	0,0005
Intermedia	2	0,84	0,42	0,0162
Baja	2	1,13	0,57	0,0421

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,05	2	0,03	1,28	0,40	9,55
Dentro de los grupos	0,06	3	0,02			
Total	0,11	5				

**Análisis de varianza: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2-10 cm) (limo medio)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	0,68	0,34	0,01
Intermedia	2	0,91	0,46	0,01
Baja	2	0,93	0,46	0,01

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,02	2	0,01	1,14	0,43	9,55
Dentro de los grupos	0,02	3	0,01			
Total	0,04	5				

**Análisis de varianza: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2-10 cm) (limo grueso)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	0,86	0,43	0,007
Intermedia	2	0,87	0,44	0,022
Baja	2	1,08	0,54	0,003

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,02	2	0,01	0,70	0,56	9,55
Dentro de los grupos	0,03	3	0,01			
Total	0,05	5				

**Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub> (2-10 cm) (arcilla)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	5,04	2,52	4,52
Intermedia	2	3,64	1,82	1,23
Baja	2	6,21	3,11	7,1E-05

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	1,66	2	0,83	0,43	0,68	9,55
Dentro de los grupos	5,75	3	1,92			
Total	7,41	5				

**Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub> (2-10 cm) (limo fino)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	8,62	4,31	10,70
Intermedia	2	7,39	3,70	5,24
Baja	2	12,97	6,49	0,03

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	8,60	2	4,30	0,81	0,52	9,55
Dentro de los grupos	15,98	3	5,33			
Total	24,58	5				

**Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub> (2-10 cm) (limo medio)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	9,36	4,68	9,53
Intermedia	2	10,22	5,11	6,08
Baja	2	16,96	8,48	1,12

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	17,31	2	8,66	1,55	0,34	9,55
Dentro de los grupos	16,73	3	5,58			
Total	34,04	5				

**Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub> (2-10 cm) (limo grueso)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	5,50	2,75	0,46
Intermedia	2	5,43	2,71	0,99
Baja	2	7,42	3,71	0,31

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	1,27	2	0,64	1,09	0,44	9,55
Dentro de los grupos	1,76	3	0,59			
Total	3,04	5				

**Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2-10 cm) (arcilla)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	12,74	6,37	22,98
Intermedia	2	9,19	4,60	4,12
Baja	2	9,63	4,81	6,29

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	3,75	2	1,87	0,17	0,85	9,55
Dentro de los grupos	33,39	3	11,13			
Total	37,14	5				

**Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2-10 cm) (limo fino)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	24,40	12,20	75,89
Intermedia	2	16,64	8,32	8,82
Baja	2	24,46	12,23	22,19

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	20,23	2	10,12	0,28	0,77	9,55
Dentro de los grupos	106,90	3	35,63			
Total	127,14	5				

**Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2-10 cm) (limo medio)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	26,17	13,09	32,24
Intermedia	2	21,82	10,91	8,99
Baja	2	36,71	18,36	0,91

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	58,62	2	29,31	2,09	0,27	9,55
Dentro de los grupos	42,14	3	14,05			
Total	100,76	5				

**Análisis de varianza: SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2-10 cm) (limo grueso)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Alta	2	12,74	6,37	0,15
Intermedia	2	12,45	6,23	0,03
Baja	2	13,83	6,92	0,08

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,53	2	0,27	3,22	0,18	9,55
Dentro de los grupos	0,25	3	0,08			
Total	0,78	5				

## Carbono, Nitrógeno y Fósforo.

		Nivel de salinidad					
		Alta		Intermedia		Baja	
		CB 1	CB 5	CB 2	CB 4	CB 3	CB 6
	Prof.						
<b>C. orgánico (%)</b>	<b>0-2 cm</b>	1,1	2,9	1,5	5,5	*	*
	<b>2-10 cm</b>	0,4	2,8	0,7	2,0	3,0	1,1
<b>N. orgánico (%)</b>	<b>0-2 cm</b>	0,06	0,16	0,10	0,38	*	*
	<b>2-10 cm</b>	0,02	0,16	0,05	0,16	0,20	0,09
<b>C/N</b>	<b>0-2 cm</b>	17,4	17,8	14,9	14,6	*	*
	<b>2-10 cm</b>	19,7	17,5	15,5	12,7	14,8	12,9
<b>P inorg. (ppm) (mtas. nat)</b>	<b>0-2 cm</b>	24	51	42	50	*	*
	<b>2-10 cm</b>	20	17	15	13	15	13

### Análisis de varianza: C orgánico (0-2 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Intermedia	2	6,99	3,50	7,96
Alta	2	3,94	1,97	1,58

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	2,33	1	2,33	0,49	0,56	18,51
Dentro de los grupos	9,54	2	4,77			
Total	11,87	3				

### Análisis de varianza: C orgánico (2-10 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Baja	2	4,13	2,07	1,75
Intermedia	2	2,71	1,36	0,86
Alta	2	3,22	1,61	2,78

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,52	2	0,26	0,14	0,87	9,55
Dentro de los grupos	5,39	3	1,80			

Total	5,91	5				
-------	------	---	--	--	--	--

### Análisis de varianza: N orgánico (0-2 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Intermedia	2	0,48	0,24	0,04
Alta	2	0,22	0,11	0,01

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,02	1	0,02	0,76	0,47	18,51
Dentro de los grupos	0,04	2	0,02			
Total	0,06	3				

### Análisis de varianza: N orgánico (2-10 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Baja	2	0,29	0,15	0,01
Intermedia	2	0,21	0,11	0,01
Alta	2	0,18	0,09	0,01

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,003	2	0,002	0,22	0,81	9,55
Dentro de los grupos	0,022	3	0,007			
Total	0,025	5				

### Análisis de varianza: C/N (0-2 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Intermedia	2	29,44	14,72	0,05
Alta	2	35,14	17,57	0,08

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	8,12	1	8,12	123,82	0,01	18,51
Dentro de los grupos	0,13	2	0,07			
Total	8,25	3				

### TEST DE BONFERRONI

	Intermedia	Alta
Intermedia		11,12738
Alta	*	

$\alpha$	0,01
Valor Crítico	5,8408

### Análisis de varianza: C/N (2-10 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Baja	2	27,67	13,84	1,79
Intermedia	2	28,22	14,11	3,75
Alta	2	37,18	18,59	2,46

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	28,50	2	14,25	5,34	0,10	9,55
Dentro de los grupos	8,00	3	2,67			
Total	36,51	5				

### Análisis de varianza: P inorgánico (0-2 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Intermedia	2	92,60	46,30	33,62
Alta	2	75,20	37,60	353,78

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	75,69	1	75,69	0,39	0,60	18,51
Dentro de los grupos	387,40	2	193,70			
Total	463,09	3				

### Análisis de varianza: P inorgánico (2-10 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Baja	2	47,00	23,50	1,62
Intermedia	2	70,50	35,25	37,85
Alta	2	65,60	32,80	531,38

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	153,70	2	76,85	0,40	0,70	9,55
Dentro de los grupos	570,84	3	190,28			
Total	724,55	5				

### Recuento de granos sueltos.

<b>Especies minerales presentes en la fracción arena media (100-250 <math>\mu</math>)</b>											
<b>Muestra (0-2 cm)</b>	<b>Cuarzo</b>		<b>Vidrio</b>				<b>Feldespatos</b>		<b>Otros</b>		<b>Total</b>
	recuento	%	<b>incolore</b>		<b>pardo</b>		recuento	%	recuento	%	
			recuento	%	recuento	%					
<b>CB 1</b>	20	12,7	37	23,4	15	9,5	22	13,9	64	40,5	158
<b>CB 5</b>	20	12,3	39	24,1	21	13,0	31	19,1	51	31,5	162
<b>CB 2</b>	12	7,9	48	31,8	16	10,6	24	15,9	51	33,8	151
<b>CB 4</b>	31	18,5	4	2,4	24	14,3	33	19,6	76	45,2	168

<b>Muestra (2-10 cm)</b>	<b>Cuarzo</b>		<b>Vidrio</b>				<b>Feldespatos</b>		<b>Otros</b>		<b>Total</b>
	recuento	%	<b>incolore</b>		<b>pardo</b>		recuento	%	recuento	%	
			recuento	%	recuento	%					
<b>CB 1</b>	24	14,8	40	24,7	16	9,9	28	17,3	54	33,3	162
<b>CB 5</b>	35	20,7	21	12,4	23	13,6	41	24,3	49	29,0	169
<b>CB 2</b>	26	15,0	38	22,0	25	14,5	11	6,3	73	42,2	173
<b>CB 4</b>	41	26,8	9	5,9	24	15,7	32	20,9	47	30,7	153
<b>CB 3</b>	49	30,4	15	9,3	24	14,9	14	8,7	59	36,6	161
<b>CB 6</b>	25	14,4	13	7,5	28	16,2	30	17,3	77	44,5	173

#### Análisis de varianza: cuarzo (0-2 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Intermedia	2	26,40	13,20	56,18
Alta	2	25,00	12,50	0,08

#### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,49	1	0,49	0,02	0,91	18,51
Dentro de los grupos	56,26	2	28,13			
Total	56,75	3				

#### Análisis de varianza: cuarzo (2-10 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Baja	2	44,80	22,40	128,00
Intermedia	2	41,80	20,90	69,62
Alta	2	35,50	17,75	17,41

#### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	22,53	2	11,27	0,16	0,86	9,55
Dentro de los grupos	215,03	3	71,68			

Total	237,56	5				
-------	--------	---	--	--	--	--

### Análisis de varianza: vidrio incoloro (0-2 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Intermedia	2	34,20	17,10	432,18
Alta	2	47,50	23,75	0,24

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	44,22	1	44,22	0,20	0,70	18,51
Dentro de los grupos	432,43	2	216,21			
Total	476,65	3				

### Análisis de varianza: vidrio incoloro (2-10 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Baja	2	16,80	8,40	1,62
Intermedia	2	27,90	13,95	129,61
Alta	2	37,10	18,55	75,64

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	103,32	2	51,66	0,75	0,54	9,55
Dentro de los grupos	206,87	3	68,96			
Total	310,19	5				

### Análisis de varianza: vidrio pardo (0-2 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Intermedia	2	24,90	12,45	6,85
Alta	2	22,50	11,25	6,13

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	1,44	1	1,44	0,22	0,68	18,51
Dentro de los grupos	12,97	2	6,49			
Total	14,41	3				

### Análisis de varianza: vidrio pardo (2-10 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Baja	2	31,10	15,55	0,85
Intermedia	2	30,20	15,10	0,72
Alta	2	23,50	11,75	6,84

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	17,24	2	8,62	3,08	0,19	9,55
Dentro de los grupos	8,41	3	2,80			
Total	25,65	5				

### Análisis de varianza: feldespató (0-2 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Intermedia	2	26,4	13,2	56,18
Alta	2	25	12,5	0,08

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,49	1	0,49	0,02	0,91	18,51
Dentro de los grupos	56,26	2	28,13			
Total	56,75	3				

### Análisis de varianza: feldespató (2-10 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Baja	2	26,00	13,00	36,98
Intermedia	2	27,20	13,60	106,58
Alta	2	41,60	20,80	24,50

### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	75,36	2	37,68	0,67	0,57	9,55
Dentro de los grupos	168,06	3	56,02			
Total	243,42	5				

### Índice de meteorización.

		Nivel de salinidad					
		Alta		Intermedia		Baja	
	Prof. (cm)	CB 1	CB 5	CB 2	CB 4	CB 3	CB 6
<b>I c/f</b>	<b>0-2</b>	0,91	0,64	0,5	0,94	*	*
	<b>2-10</b>	0,86	0,85	2,38	1,28	3,49	0,83
<b>I c/vi</b>	<b>0-2</b>	0,54	0,51	0,25	7,71	*	*
	<b>2-10</b>	0,6	1,67	0,68	4,54	3,27	1,92

#### Análisis de varianza: I c/f (0-2 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Intermedia	2	1,44	0,72	0,10
Alta	2	1,55	0,78	0,04

#### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	0,003	1	0,003	0,05	0,85	18,51
Dentro de los grupos	0,133	2	0,067			
Total	0,136	3				

#### Análisis de varianza: I c/f (2-10 cm)

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Baja	2	4,32	2,16	3,54
Intermedia	2	3,66	1,83	0,60
Alta	2	1,71	0,86	5E-05

#### ANÁLISIS DE VARIANZA

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	1,84	2	0,92	0,67	0,58	9,55
Dentro de los grupos	4,14	3	1,38			
Total	5,98	5				

**Análisis de varianza: I c/vi (0-2 cm)**

Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Intermedia	2	7,96	3,98	27,8258
Alta	2	1,05	0,53	0,0005

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	11,94	1	11,94	0,86	0,45	18,51
Dentro de los grupos	27,83	2	13,91			
Total	39,76	3				

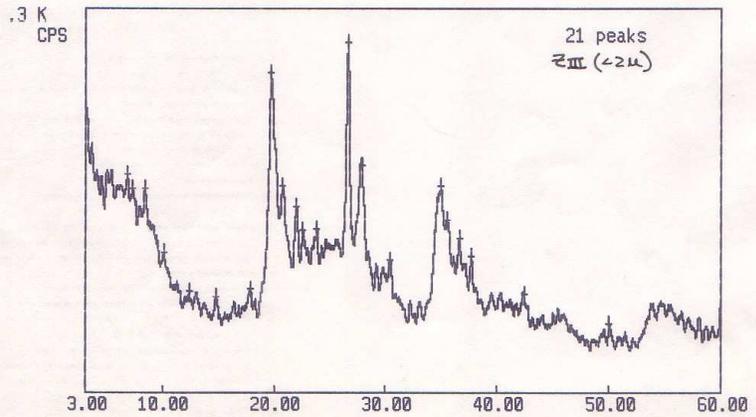
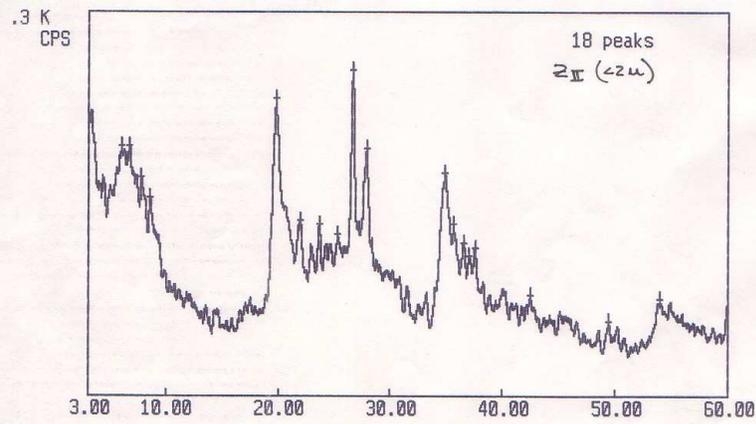
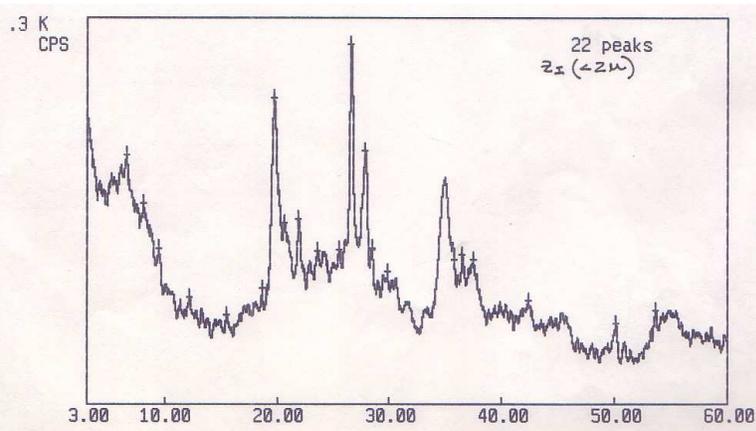
**Análisis de varianza: I c/vi (2-10 cm)**

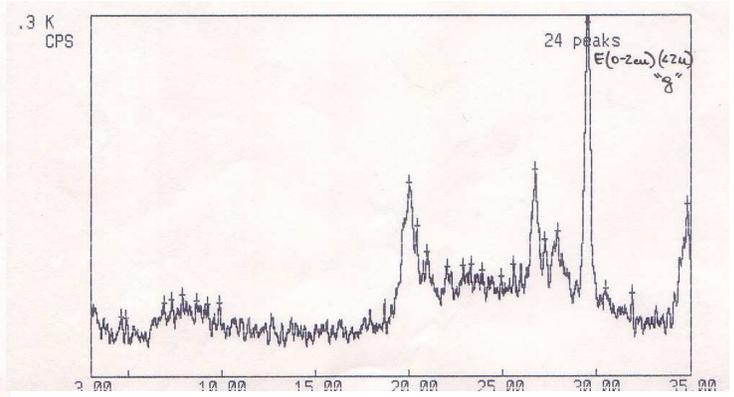
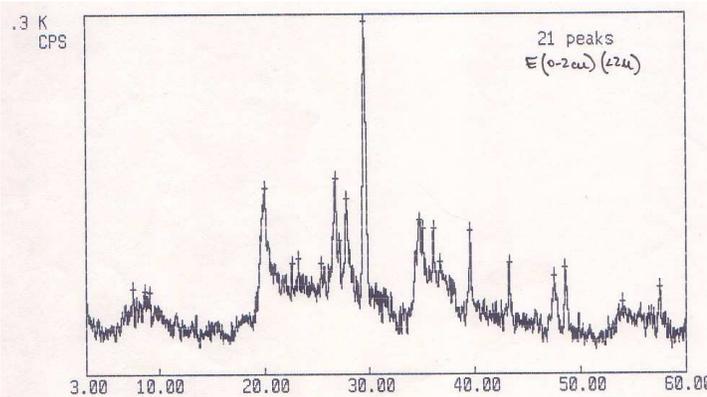
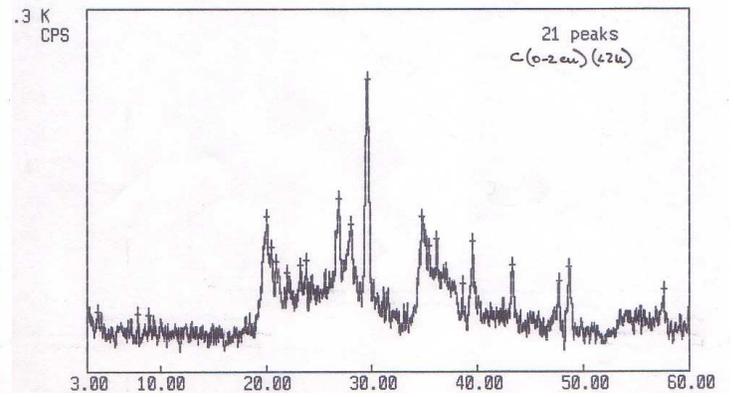
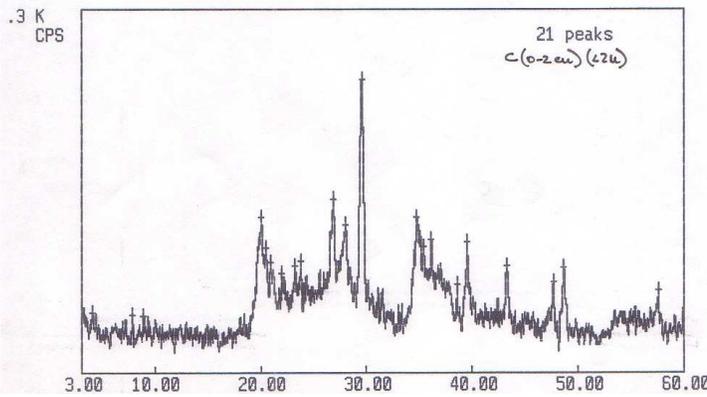
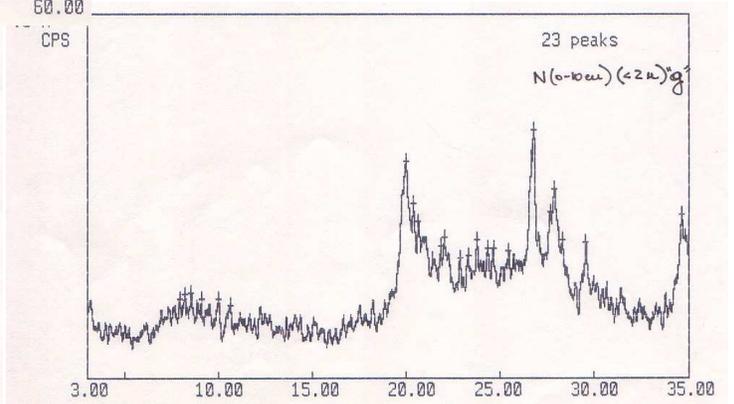
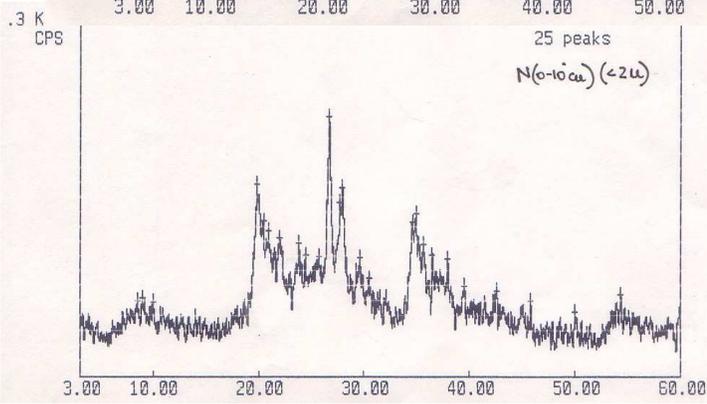
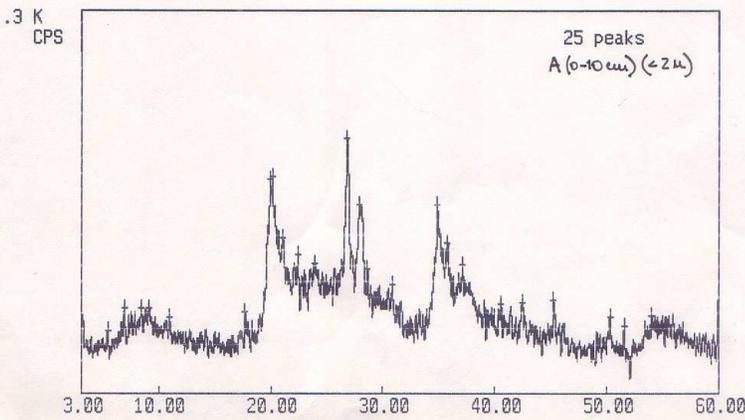
Grupos	Cuenta	Suma	Promedio	Varianza
Baja	2	5,19	2,60	0,91
Intermedia	2	5,22	2,61	7,45
Alta	2	2,27	1,14	0,57

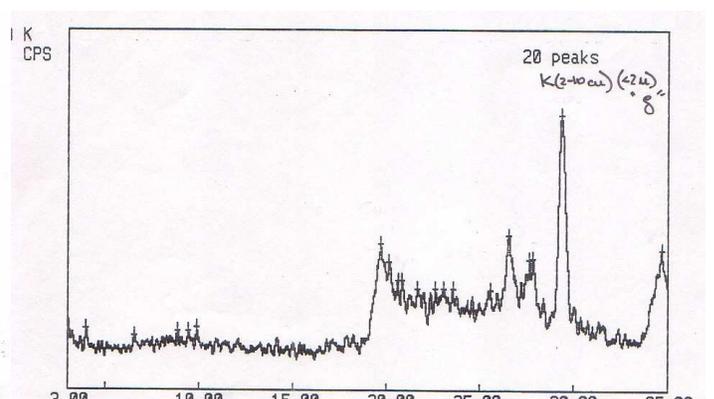
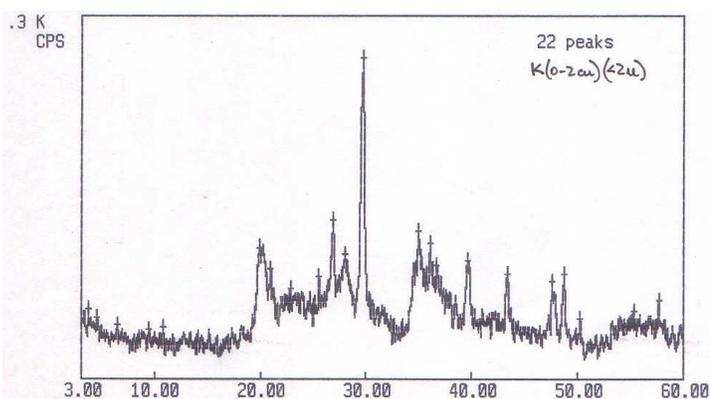
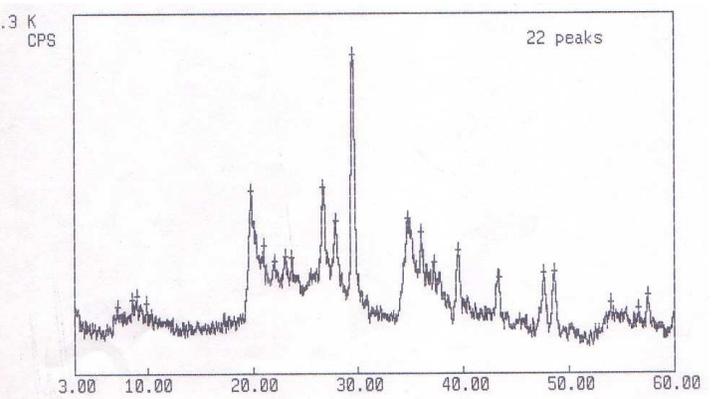
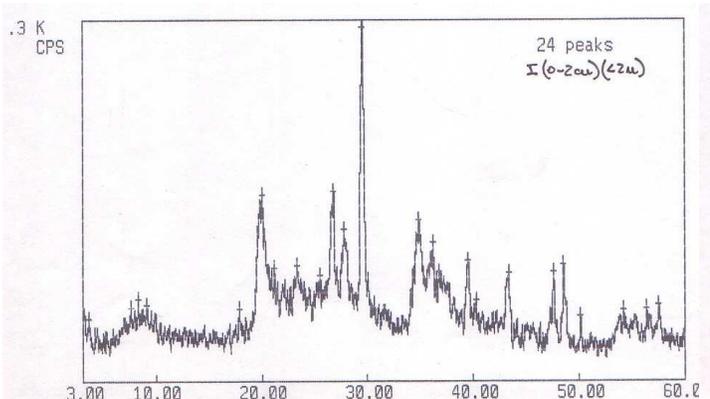
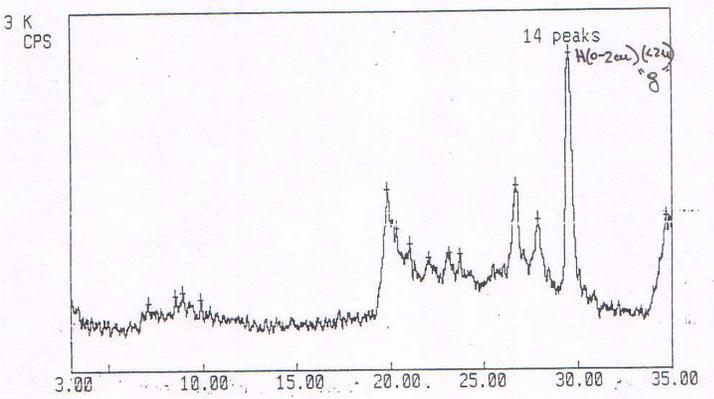
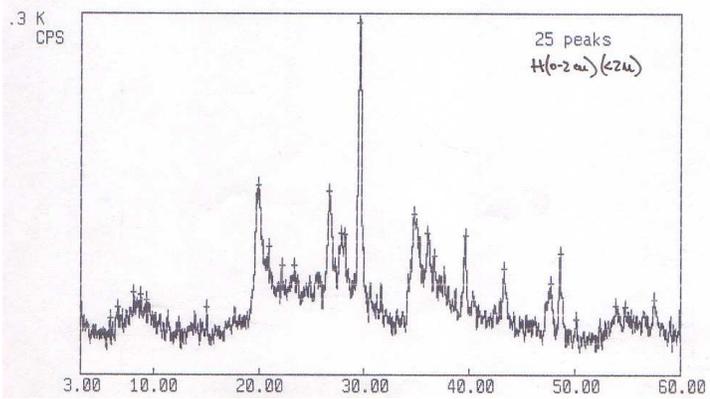
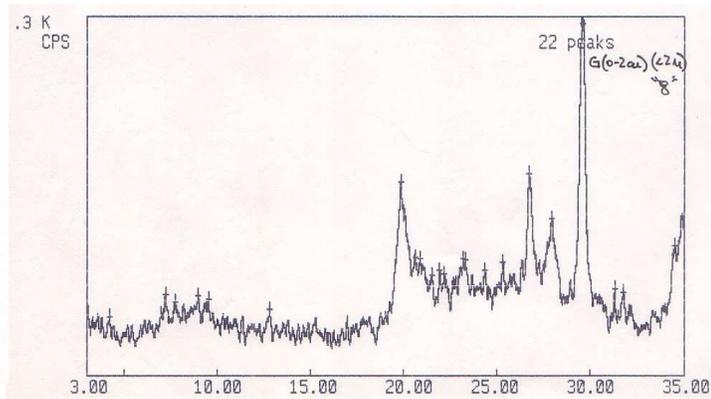
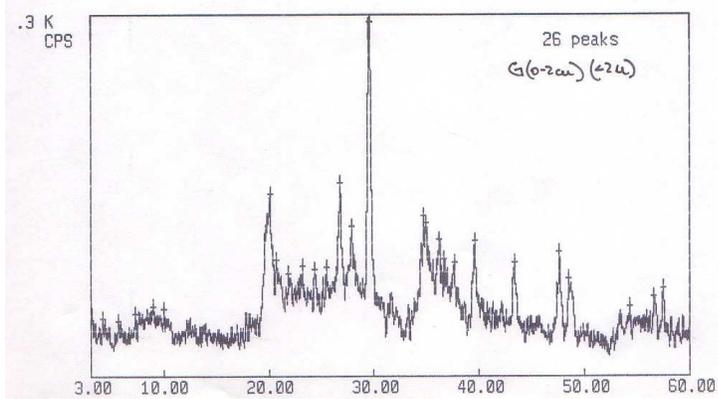
**ANÁLISIS DE VARIANZA**

Origen de las variaciones	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Promedio de los cuadrados	F	Probabilidad	Valor crítico para F
Entre grupos	2,87	2	1,44	0,48	0,66	9,55
Dentro de los grupos	8,93	3	2,98			
Total	11,81	5				

**Difractogramas (muestras naturales y glicoladas) en fracción arcilla (<math>\lt;2\mu</math>).**







**Difractogramas (muestras naturales y glicoladas) en fracción arcilla fina (<1μ).**

