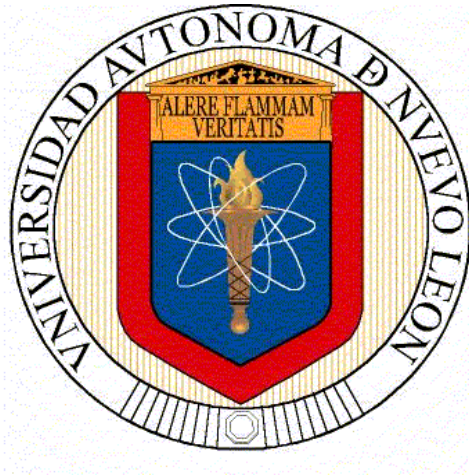


**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



TESIS

**Estudio mineralógico y geoquímico del sistema roca – suelo –
vegetación en el transecto Montemorelos – Rayones, Nuevo León**

PRESENTA
JOSÉ FERMÍN LOERA GARCÍA

COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO DE
MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

FEBRERO 2016



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



TESIS

**Estudio mineralógico y geoquímico del sistema roca – suelo –
vegetación en el transecto Montemorelos – Rayones, Nuevo León**

PRESENTA

JOSÉ FERMÍN LOERA GARCÍA

COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR EL GRADO DE

MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo. Comité de Titulación

Dr. Fernando Velasco Tapia

Dra. Esther María Cruz Gámez

Dra. Marisela Pando Moreno

Linares, Nuevo León.

Febrero 2016

*“So carry on, there’s a mening to life,
which someday we may find”*

André Matos

*“El trabajo me fascina, puedo contemplarlo por horas, lo
guardo cerca de mí, pensar en dejarlo me rompe el corazón...”*

Jerome Klapka Jerome

*“Más él herido fue por nuestras rebeliones,
molido por nuestros pecados; el castigo de nuestra paz fue
sobre él, y por su llaga fuimos curados”*

Isaías 53:5

Dedicatoria

A Dios

*A mis padres: Federico Loera Saldaña y Josefina García Medina
por apoyarme en cada momento de mi formación y vida, que me han
convertido en quien soy*

*A mi hermano: Eusebio Federico Loera García por estar conmigo en
los momentos difíciles y por enseñarme que puedo contar con él hoy y
siempre*

*A mis hermanos: Jorge Iván Garza González y Melissa González
González por todas las sonrisas, cada momento de alegría y melancolía en
que han estado presentes*

Agradecimientos

Nunca tendré palabras suficientes para agradecerle al **Dr. Fernando Velasco Tapia**, por emprender este proyecto conmigo, por instruirme durante estos años, por sus regaños, por la paciencia infinita que tuvo conmigo desde el primer día, por cada consejo que me brindó, cada ocurrencia y cada alegría, y más importante aún, por remarcarme que tengo un amigo en él, ¡GRACIAS!.

A la **Dra. Esther María Cruz Gámez** por su apoyo durante la realización de este trabajo, cada comentario, corrección y sugerencia de su parte que acertadamente ayudaron al mejoramiento de esta tesis.

A la **Dra. Marisela Pando Moreno** por ayudarme en mi formación durante la Licenciatura y posteriormente sus comentarios y sugerencias para tener una tesis mejor elaborada y mejor fundamentada.

A la **Dra. Patricia Quintana Owen** por el apoyo y enseñanzas brindadas para la realización de los estudios de mineralogía en el Departamento de Física Aplicada del CINVESTAV-IPN Unidad Mérida.

Al **CONACyT** por el apoyo brindado, ya que sin esto no podría haberse llevado a cabo cada paso de la investigación presente.

Al **Dr. Humberto González Rodríguez** Director de la Facultad de Ciencias Forestales, por permitirnos trabajar en el Laboratorio de Suelos de dicha institución.

A la **M.C. Inés Yáñez Díaz** por su apoyo y enseñanzas en el Laboratorio de Suelos de la Facultad de Ciencias Forestales.

Al personal docente de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL: **Dr. Francisco Medina Barrera (Director)**, Dr. Juan Carlos Montalvo Arrieta, Dr. Uwe Jenchen, Dr. Gabriel Chávez Cabello, Dr. Javier Aguilar Pérez, Dra. Yolanda Pichardo Barrón, Dr. José Rosbel Chapa Guerrero, Dr. Carlos Aguilar Madera, M.C. Andrés Ramos Ledezma, M.C. Federico Viera Décida, Ing. Ana María Garza Castillo, quienes me ayudaron durante mi formación de posgrado, gracias por cada clase y por cada sugerencia. A los Dres. Juan Alonso Ramírez Fernández, Ignacio Navarro de León, Sóstenes Méndez Delgado, Elizabeth Chacón Baca por

ver en mi un prospecto adecuado para el posgrado de la Facultad de Ciencias de la Tierra.

A todo el personal administrativo de la Facultad de Ciencias de la Tierra del área escolar y de archivo.

A mis compañeros de posgrado, Brenda Gutiérrez García, Eliazar Platas Castillo y Azucena Gutiérrez Alejandro.

A Adrián Salinas Jasso, Darío Torres, Sonia Torres, Gerardo Vargas Contreras, Paulina Cuevas, Moisés Casas Peña, Manuel Ligonio y Brayan de León, definitivamente el posgrado no hubiera sido lo mismo sin ustedes, ¡Gracias!.

A mis amigos Jorge Iván Garza González, Melissa González González, Luis Jaime Constante Martínez, José Alfredo Méndez Tamez, Raymundo Daniel Vega Aranda, Jesús Ángel Quiroga Aranda, Darío Torres Sánchez, Sonia Torres Sánchez, sin su apoyo, no hubiera llegado tan lejos ... ¡GRACIAS!.

ÍNDICE

	PÁGINA
RESUMEN	IV
ABSTRACT	V
CAPÍTULO 1 – GENERALIDADES	1
1.1 Edafología	1
1.2 Vegetación	12
1.3 Objetivo	15
1.4 Hipótesis de trabajo	15
1.5 Metodología general	15
CAPÍTULO 2 – CLIMA, GEOLOGÍA Y VEGETACIÓN EN LA REGIÓN CENTRAL DE NUEVO LEÓN	17
2.1 Introducción	17
2.2 Clima	20
2.3 Geología	25
2.3.1 Sierra Madre Oriental	25
2.3.2 Formaciones geológicas del área de estudio	27
2.3.3 Orogenia Laramide	29
2.4 Suelos	30
2.5 Vegetación	31
CAPÍTULO 3 – METODOLOGÍA	33
3.1 Esquema general de trabajo	33
3.2 Localización y muestreo de perfil de suelo	33

3.3 Registro y preparación	34
3.4 Análisis físico-químico de suelo	34
3.4.1 Determinación de textura	35
3.4.2 Color	36
3.4.3 pH	37
3.4.4 Conductividad eléctrica	38
3.4.5 Determinación del contenido de materia orgánica	38
3.4.6 Análisis elemental para contenido total de C – Scheibler-Finkener	40
3.5 Análisis mineralógico	40
3.5.1 Análisis petrográfico	40
3.5.2 Análisis por difracción de rayos-X	41
3.6 Análisis químico	42
3.7 Generación de archivos	42
3.8 Reporte de resultados y análisis de información	43
CAPÍTULO 4 – RESULTADOS	44
4.1 Perfil FCF	44
4.1.1 Ubicación y marco climático-geológico-forestal	44
4.1.2 Descripción de perfil edafológico	47
4.2 Perfil BIOI	48
4.2.1 Ubicación y marco climático-geológico-forestal	48
4.2.2 Descripción de perfil edafológico	52
4.3 Perfil BIO-II	55
4.3.1 Ubicación y marco climático-geológico-forestal	55
4.3.2 Descripción de perfil edafológico	58
4.4 Perfil BIO-III	61
4.4.1 Ubicación y marco climático-geológico-forestal	61
4.4.2 Descripción de perfil edafológico	64
4.5 Perfil RAY	67
4.5.1 Ubicación y marco climático-geológico-forestal	67

4.5.2 Descripción de perfil edafológico	70
CAPÍTULO 5 – RESULTADOS PRINCIPALES Y DISCUSIÓN	74
5.1 Perfil FCF	74
5.2 Perfil BIOI	75
5.3 Perfil BIO-II	80
5.4 Perfil BIO-III	85
5.5 Perfil RAY	89
5.6 Comentarios finales	93
CAPÍTULO 6 – CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	97
BIBLIOGRAFÍA	99

RESUMEN

La generación de suelo es un fenómeno complejo que comprende dos etapas principales. El primero es la alteración de los minerales primarios en la roca parental debido a procesos físicos y químicos de intemperismo. La segunda etapa o pedogénesis implica el desarrollo del perfil de suelo a partir del material parental intemperizado. Distinguir ambas etapas no es un asunto sencillo, debido a que pueden tomar lugar de forma simultánea. La comprensión del fenómeno en su totalidad implica el considerar un marco geológico-climático-forestal y la caracterización mineralógica y química detallada del perfil de suelo. Como una contribución a un mejor entendimiento del fenómeno en los bordes de la Sierra Madre Oriental (Noreste de México), durante el presente estudio se llevó a cabo el levantamiento y caracterización mineralógica y química de cinco perfiles de suelo en Linares y Montemorelos, Nuevo León. Para cada localidad, se investigaron las condiciones de altitud, temperatura, evaporación y precipitación, así como la diversidad de vegetación. Una vez localizado el punto de levantamiento, se documentó el perfil de suelo, tomado muestras de la roca madre y de cada horizonte de suelo. Adicionalmente, se colectó una muestra de raíz de encino (*Quercus* spp.), desarrollado sobre el perfil. Las características que distinguen a la roca madre fueron establecidas a partir de análisis petrográfico y de difracción de rayos-X. Este último método fue también utilizado para determinar la mineralogía de cada capa de suelo. Por otra parte, cada muestra de suelo fue analizada aplicando la metodología estándar en estudios edafológicos: (a) textura, (b) pH, (c) conductividad eléctrica, (d) contenido de carbonatos, (e) contenido de materia orgánica y (f) color. La metodología fue complementada con análisis de elementos traza por ICP-MS de roca madre, suelo y la raíz de los especímenes de encino. El estudio ha revelado el desarrollo de litosol, vertisol y rendzina a partir de lutita o arenisca calcárea del Cretácico Superior. Bajo una condición climática semiárida a templada, el desarrollo edafológico se caracteriza por la alcalinización acompañado del aumento de carbonato, minerales arcillosos y materia orgánica. Estas condiciones restringen la movilidad de los elementos traza, salvo Sr, P₂O₅ y Mo, y su transferencia al sistema vegetal.

ABSTRACT

Soil generation is a complex phenomenon that comprises two main steps. The first one is the original mineral alteration of the bedrock due to physical and chemical weathering processes. The second step includes the soil profile development from the weathered bedrock. To find the difference between both steps is not easy, in due both them can occur at the same time. Complete phenomenon comprehension implies to know the geological-climatic-forestry framework and the mineralogical and chemical detailed characterization of soil profile. As a contribution for a better knowledge of this phenomenon in the Sierra Madre Oriental borders, Northeastern Mexico, during this study five soil profiles from Linares and Montemorelos, Nuevo Leon, were registered and characterized. For each soil outcrop, the following characteristics were determined altitude, temperature, evaporation and precipitation conditions, and also vegetation diversity. Once the soil profile was located, bedrock and soil horizons were sampled. Additionally, a *Quercus* spp. (oak) root developed on every soil profile was collected. Bedrock features were established by petrographic and X-ray diffraction analysis. Last method was also used to establish the mineralogy of every soil horizon. Additionally, each soil sample was analyzed using standard edaphic methods: (a) texture, (b) pH, (c) electric conductivity, (d) total carbonates, (e) organic matter content, and (f) color. Methodology was complemented with trace-element analysis by ICP-MS for bedrock, soil horizons, and oak roots. This study has revealed the growth of lithosol, vertisol, and rendzina soils from Upper Cretaceous shale and calcareous sandstone. Under a semiarid to tempered climatic condition, edaphic progress is characterized by alkalinization, accompanied by an increase of carbonate, clay minerals, and organic matter. These conditions are restrictive, with the exception of Sr, P₂O₅, and Mo, for the trace element mobility and its transfer to vegetation system.

CAPÍTULO 1 – GENERALIDADES

1.1 Edafología

Existe una amplia diversidad de conceptos de suelo. Hilgard (1914) definió el suelo como “el material más o menos suelto en el cual, gracias a sus raíces, las plantas pueden encontrar un punto de apoyo y alimento, así como otras condiciones para crecer”. Ramann (1911, 1928) reportó que “el suelo es la capa intemperizada de la corteza de la Tierra”. Joffe (1936) propuso que “el suelo es un cuerpo natural, diferenciado en horizontes de constituyentes minerales y orgánicos, usualmente no consolidado, de profundidad variable, que ofrece diferencias entre el material parental y sus propiedades físicas, químicas y biológicas”.

Sin embargo, en la actualidad se considera **suelo** al medio natural, continuo y tridimensional, para el desarrollo de vegetación que se ubica en la parte superior de la corteza terrestre, biológicamente activo, el cual se origina en respuesta a condiciones físicas, químicas y biológicas que actúan sobre rocas, residuos orgánicos y productos antropogeomórficos (Ortiz Villanueva y Ortiz Solorio, 1988; Baize *et al.*, 1990; Woerner., 1990; Jenny, 1994; FAO, 1998; Alexander, 2014; Bockheim *et al.*, 2014).

En términos generales, el suelo se ha caracterizado de acuerdo a la descripción de sus diferentes horizontes la cual es útil para mostrar las relaciones entre aquellos principales (horizontes maestros) y los de tipo secundarios (horizontes transicionales). De acuerdo a la nomenclatura de Fitzpatrik (1980) y FAO (2009), los horizontes mayores son: H, O, A, E, B, C y R (Figura 1.1).

Los horizontes maestros y sus subdivisiones representan estratos o capas que reflejan las evidencias de cambios temporales en composición y morfología. Existen, además, diferencias entre los tipos de estratos, siendo los horizontes genéticos distintos a los horizontes de diagnóstico. Los horizontes genéticos muestran una valoración cualitativa de los tipos de suelo, mientras que los

horizontes de diagnóstico son rasgos u objetos definidos cuantitativamente con fines de clasificación (FAO, 2009).

El **horizonte C** es un horizonte mineral de material no consolidado del cual el suelo se forma y que no muestra propiedades encontradas en otro horizonte principal. Usualmente es relacionado con el material parental. Este material puede ser afectado por el intemperismo químico. Junto al horizonte C se encuentra el **horizonte R** que es una capa continua de roca maciza (Fitzpatrick, 1980; Jenny, 1994; FAO, 2009).

En los **horizontes B** la estructura de la roca está desintegrada y se caracteriza por una o más de las siguientes variables:

- a. Concentraciones iluviales (material procedente otros horizontes) de arcillas silicatadas, hierro, aluminio o humus, solos o en combinaciones.
- b. Concentraciones residuales de óxidos relacionados a los materiales parentales.
- c. Una alteración de materiales desde su condición original hasta el punto en que las arcillas silicatadas son formadas, óxidos liberados o ambos, o estructuras granulares, de bloques o prismáticas son consolidadas.

Las subdivisiones del horizonte pueden presentar diferencias entre ellos. Generalmente, es necesario establecer la relación entre los sub horizontes superiores e inferiores para estimar cuál fue la génesis del horizonte B. Por lo tanto, estas divisiones se clasifican mediante un sufijo que presenta una connotación importante en el perfil (p. Ej. Bh = B + humus; Bs = B + Hierro, etc.).

Presentan acumulaciones de carbonatos o de otras sales solubles, aunque no son distintivas del horizonte B.

El **horizonte E** es un horizonte mineral que muestra un concentración de arenas y fracciones sedimentarias con alto contenido de minerales, resultado de pérdida de arcilla silicatada, hierro o aluminio o combinaciones de ambas. Son horizontes aluviales, los cuales generalmente subyacen un horizonte H, O, o A (que se encuentran normalmente diferenciados por pequeñas cantidades de materia orgánica y presenta colores más claros).

El **horizonte A** entra en la clasificación de una capa mineral que muestra acumulación de materia orgánica humificada estrechamente relacionada con la fracción mineral.

La materia orgánica presente en los horizontes A tiene un alto grado de descomposición y se encuentra distribuida como partículas finas o como recubrimiento de las partículas minerales. Como resultado, estos horizontes son más oscuros que sus subyacentes. En los climas áridos donde se presenta sólo una porción pequeña o no existe acumulación de materia orgánica, los horizontes superficiales tienden a ser menos oscuros que sus subyacentes.

El **horizonte orgánico (O)** se desarrolla a partir de acumulaciones de material orgánico depositado en la superficie (hojas, ramas, musgos y líquenes), saturado de agua desde unos pocos días hasta aproximadamente un año y contiene un estimado de 35% o más de materia orgánica. Los horizontes O son las capas orgánicas que se desarrollan en la parte superior de suelos minerales. La materia generalmente se encuentra poco descompuesta y normalmente ocurre bajo condiciones de drenaje óptimo natural.

El **horizonte H** está formado por acumulaciones de material orgánico depositado en la superficie. Se encuentra saturado de agua durante largos periodos de tiempo. Usualmente contiene cerca del 30% de materia orgánica dependiendo si el contenido mineral es mayor al 60% de arcilla, 20% o más de materia orgánica si la fracción mineral no contiene arcillas.

La USDA *Soil Survey Staff* (2003) presenta tres capas adicionales a la clasificación de suelos, Capas I, L y W. Las **Capas I** son cristales y cuñas de hielo que contienen por lo menos 75% de hielo (por volumen) y que separan distintivamente las capas orgánicas o minerales presentes en el suelo (suelos afectados por el *permafrost*).

Las **Capas L** son sedimentos depositados en cuerpos de agua (sub-acuoso) compuestos de materiales orgánicos e inorgánicos, también conocidos como material límnico. El material límnico es aquel que (a) se deposita por la precipitación o través de la acción de organismos acuáticos (algas o diatomeas); o (b) se deriva bajo el agua y de la vegetación acuática flotante. Las capas L presentan altas cantidades de material coprogeno o turba sedimentaria, material diatomáceo (en su mayoría silíceo), y marga (mayormente calcárea).

Las **Capas W** son capas de suelo sumergido permanentemente o de manera cíclica dentro de un periodo de tiempo de 24 horas.

Frostkrus (1924), citado por Jenny (1994), englobó las zonas de máxima y mínima (A+B) como *solum*. Además subdividió los horizontes de acuerdo a sus variaciones internas, como A₁ (E) y A₂ (AB) o B₁ (BA), B₂ (B) y B₃ (BC), también mencionó a los horizontes A₀₀ (O) y A₀ (A), que son básicamente la parte superior de la columna y es donde se presenta la mayor acumulación de materia orgánica. La presencia de estas capas está controlada por diversos factores, tal como la roca original, la composición de las aguas naturales, el clima y la vegetación.

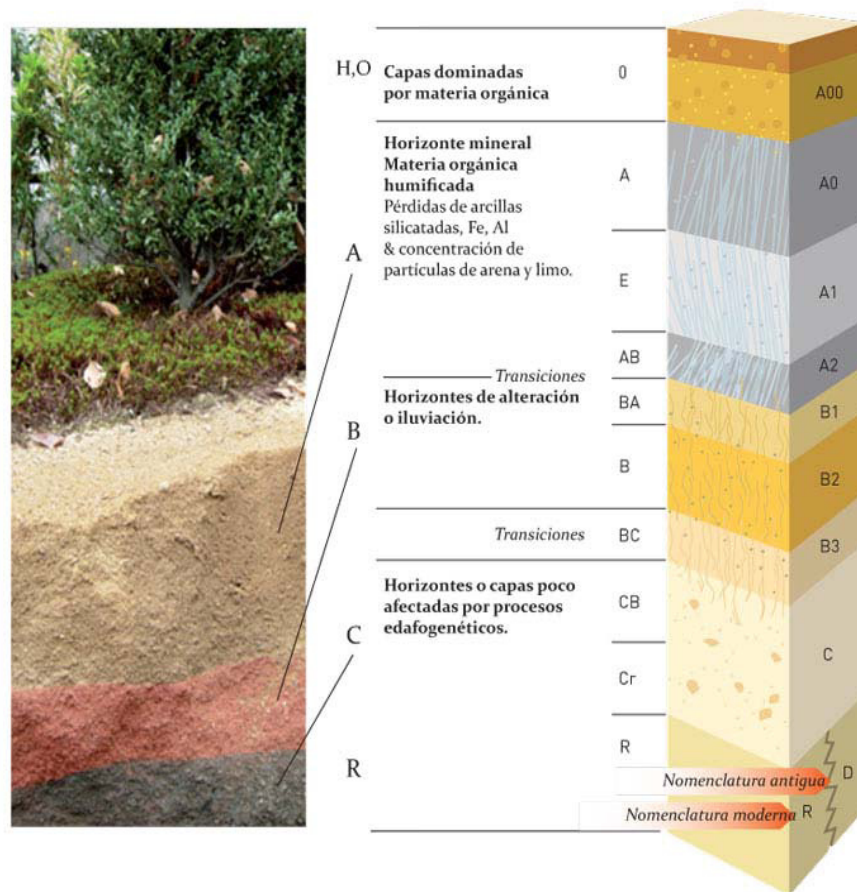


Figura 1.1 Perfil de suelo, con nomenclatura detallada de los horizontes (Modificado de Porta *et al.*, 2003)

El suelo cuenta con una gran variedad de propiedades, aunque una de ellas es intrínseca sin importar su tipo: la **anisotropía**. Muchas formaciones rocosas como los granitos, calizas, etc., son isotrópicos a escala macroscópica. Sus propiedades químicas y físicas son independientes de la posición en el interior del cuerpo. Esto es, si se cortase un bloque de granito, sin importar la dirección

del corte se encontraría una distribución espacial más o menos definida de cuarzo, feldespato y mica, o de la composición química en elementos mayores, tal como SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O y K_2O .

En cambio, la distribución espacial del suelo y sus características dependen de la dirección, principalmente a largo de una línea hipotética desde la superficie hacia el centro de la Tierra, denotada como eje Z. Las propiedades fisicoquímicas difieren en relación a la profundidad, por lo que el suelo tiene propiedades vectoriales (Jenny, 1994; Figura 1.2).

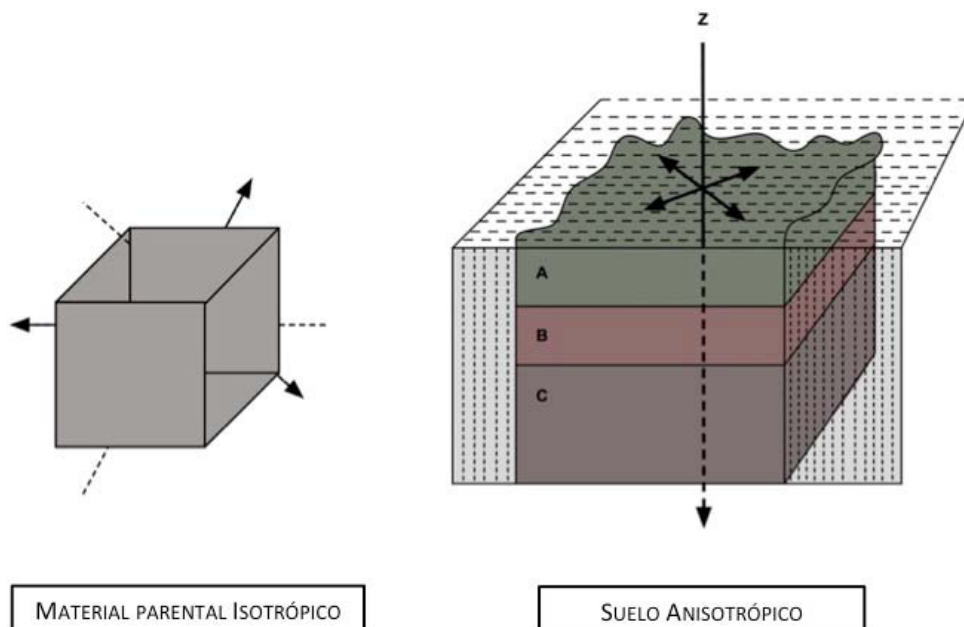


Figura 1.2 Ilustración de un material parental isotrópico y el suelo anisotrópico originado (Modificado de Jenny, 1994).

Por otro lado, el suelo está constituido por: (a) minerales (aluminosilicatos, hidróxidos de hierro y carbonatos), algunos de los cuales representan el producto de la erosión (transporte eólico, hídrico u orgánico) y el intemperismo químico del cuerpo rocoso sobre el que se desarrolla; (b) materia amorfa, (c) agua natural y (d) gases (Neff *et al.*, 2006).

Un componente importante del suelo es la materia orgánica, la cual puede ser subdividida en material humificado y no humificado. Las sustancias no humificadas son ligeramente alteradas gracias a la caída de tejidos orgánicos e incluyen: carbohidratos, aminoácidos, proteínas, ligninas, hormonas y ácidos orgánicos de bajo peso molecular. Por otra parte, las sustancias humificadas

son producto de la descomposición de componentes no humificados e incluyen componentes complejos como el humus, ácido fúlvico, ácido húmico y sus ácidos hidroxibenzoicos derivados (Brady, 1974; Tan, 1986; Mulder y Cresser, 1994). La presencia de materia orgánica en los suelos es un fenómeno largamente debatido en cada ecosistema específico (Schmidt *et al.*, 2011). También es la clave principal del ciclo global del Carbono (Saenger *et al.*, 2013).

La materia orgánica está a menudo asociada estrechamente con los componentes minerales del suelo, gracias a la atracción ejercida por ambas partes. Los minerales, los iones y la materia orgánica pueden interactuar directamente en sitios de carga (*H-bounding sites*) o por puentes catiónicos:



En donde [Arcilla]⁻ representa los minerales de arcilla generados durante el intemperismo químico de la roca, M⁺ representa un catión y ⁻OOC-R representa a la materia orgánica.

La materia orgánica también es el almacén de N en el suelo y por lo tanto tiene un rol de vital importancia en cuanto a la disponibilidad de nutrientes esenciales para las plantas. La carga y las propiedades de adsorción permiten a las partículas individuales dentro del suelo interactuar unas con otras, así como los iones y moléculas contenidas en el suelo en solución (Van Olphen, 1991; Singh y Uehara, 1986). A esta serie de reacciones se les conoce como capacidad de intercambio catiónico. Se define como el proceso mediante el cual las partículas sólidas del suelo adsorben iones de la fase acuosa del suelo, liberando al mismo tiempo la misma cantidad de iones equivalentes. Estas reacciones influyen en la fluctuación y dispersión de las partículas del suelo, así como en la estructura de los poros. Las partículas arcillosas del suelo, pueden dispersarse de manera suficiente para taponar los poros y así prevenir o retardar el movimiento del agua (Levy, 1984; Figura 1.3 y 1.4).

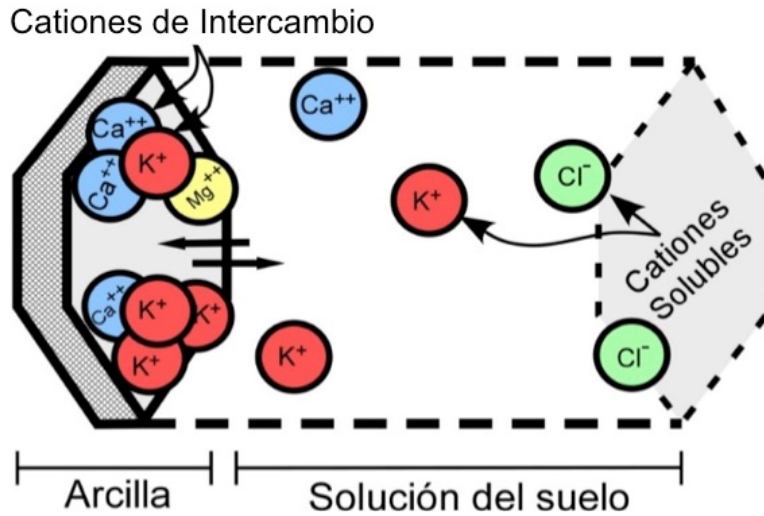


Figura 1.3 Proceso de intercambio catiónico entre partículas arcillosas y el suelo en solución (modificado de Levy, 1984)

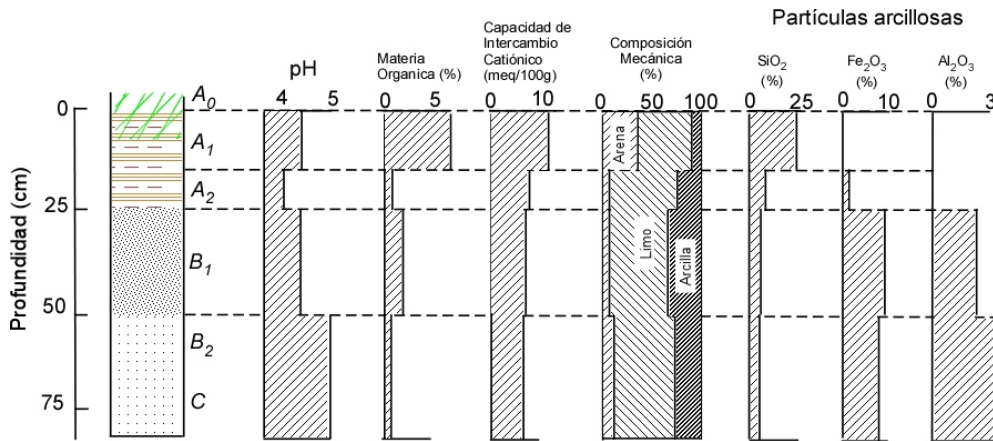


Figura 1.4 Variaciones en las propiedades físicas y químicas de los diferentes horizontes que componen un perfil de suelo idealizado (Modificado de Hardon, 1936).

Los iones adsorbidos en la superficie tienen suficiente energía cinética para profundizar en el suelo. La posición de esos iones está definida por las fuerzas de atracción electrostática y de difusión, la distribución de los iones con respecto a la distancia de la superficie de las arcillas es análoga a la distribución del aire de la superficie, lo que es definido como la relación entre la fuerza de gravedad y la difusión (Figura 1.5; Bolt y Bruggenwert, 1976; Singh y Uehara, 1986; Bolt, 1982; Sposito, 1984; Van Olphen, 1991).

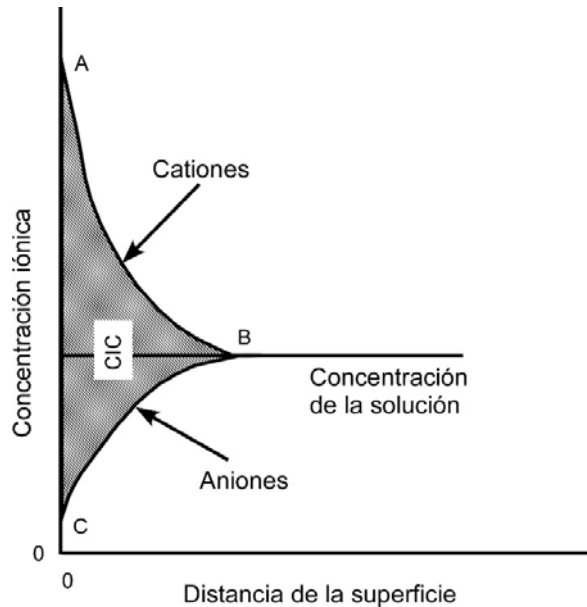


Figura 1.5 La distribución de los cationes y aniones de un electrolito simétrico en un horizonte de difusión de una superficie negativamente cargada, como una función de distancia de la superficie. Los cationes son atraídos a la superficie y los aniones repelidos. En un sistema ideal las concentraciones de cationes y aniones son iguales (Sposito, 1984).

La clasificación de los suelos ha sido un tema de debate desde los trabajos pioneros de Dokuchaev (1883). Los primeros esquemas en Norteamérica datan de los años 30's del siglo XX (Baldwin *et al.*, 1938). Estos consideran características generales del perfil y su composición. Entre los sistemas de clasificación más recientes se encuentra el de Hempel *et al.*, (2013). De forma particular, Woerner (1990) reportó una clasificación para los suelos en la Sierra Madre Oriental (Tabla 1.1).

La textura del suelo (Figura 1.6) se refiere a la proporción relativa de las clases de tamaño de partícula en un volumen de suelo dado y se pueden clasificar en tres grupos básicos que son arenas, limos y arcillas. La arena representa la parte inerte del suelo y cuenta únicamente con propiedades mecánicas. Debido a su tamaño (>0.05 mm), permite la circulación de agua y aire. Los limos participan de forma limitada en la actividad química del suelo, con partículas de diámetros inferiores, sin embargo, su influencia en la relación agua – suelo se incrementa proporcionalmente con los tamaños de grano (0.02 – 0.05 mm). Las arcillas (<0.02 mm) comprenden toda la parte coloidal del suelo. Representa la fracción más activa tanto física como químicamente ya que participa en el intercambio iónico y reaccionando a la presencia de agua.

Tabla 1.1 Clasificación general de tipos de suelos en la Sierra Madre Oriental (Woerner, 1990)

Tipo de Suelo	Descripción / Características	Material Geológico	Color de suelo (Munsell, 1975)
Litosol	Presentan un desarrollo muy superficial (reciente, somero) y son típicos de zonas afectadas por procesos de erosión elevados.	Sedimentos limoso carbonatados (lutita) descompuestos, alterados y trasladados (Formación Méndez)	10 YR - 2.5Y 4/3
Cambisol	Suelo característico de zonas áridas y semiáridas desarrollado sobre calizas.	Material trasladado de magra caliza y arenisca caliza dura altamente intemperizados (Formación San Felipe)	7.5 YR 5/3-4
Mollisol (Leptosol/Rendzina)	Suelos con alto contenido de materia orgánica de zonas áridas y semiáridas, tienen un potencial de fertilidad elevado.	Calizas duras del Cretácico superior e inferior (Formaciones Agua Nueva y Cuesta del Cura)	7.5 YR 2/1-2
Alfisol/Luvisol	Suelos desarrollados con acumulaciones de arcillas presentes en zonas áridas y semiáridas, vestigios de paleoclimas húmedos.	Sedimento limoso carbonatado descompuesto y altamente alterado (Formación Méndez)	7.5 YR 4/2-3

Las arcillas pertenecientes al grupo de las caolinitas muestran una capacidad de intercambio iónico bastante reducida además de hincharse poco en presencia de agua. En contraste con otros grupos de arcillas tales como las esmectitas y los alófanos presentan alta capacidad de intercambio iónico y una elevada capacidad hidratante (Tabla 1.2).

Tabla 1.2 Tipos de arcillas y su CIC en $\text{cmol}_c \text{Kg}^{-1}$, dónde **cmol** = centimoles, _c = tipo de ion (catión o anión) (Modificado de Porta *et al.*, 2003).

MATERIAL	CIC ($\text{cmol}_c \text{Kg}^{-1}$)
Caolinitas	5-15
Cloritas	10-40
Illitas	20-50
Arcillas – integrados	40-80
Esmectitas	80-150
Alófanos	+100
Sustancias húmicas	200-500
Suelos (horizontes principales)	5-35

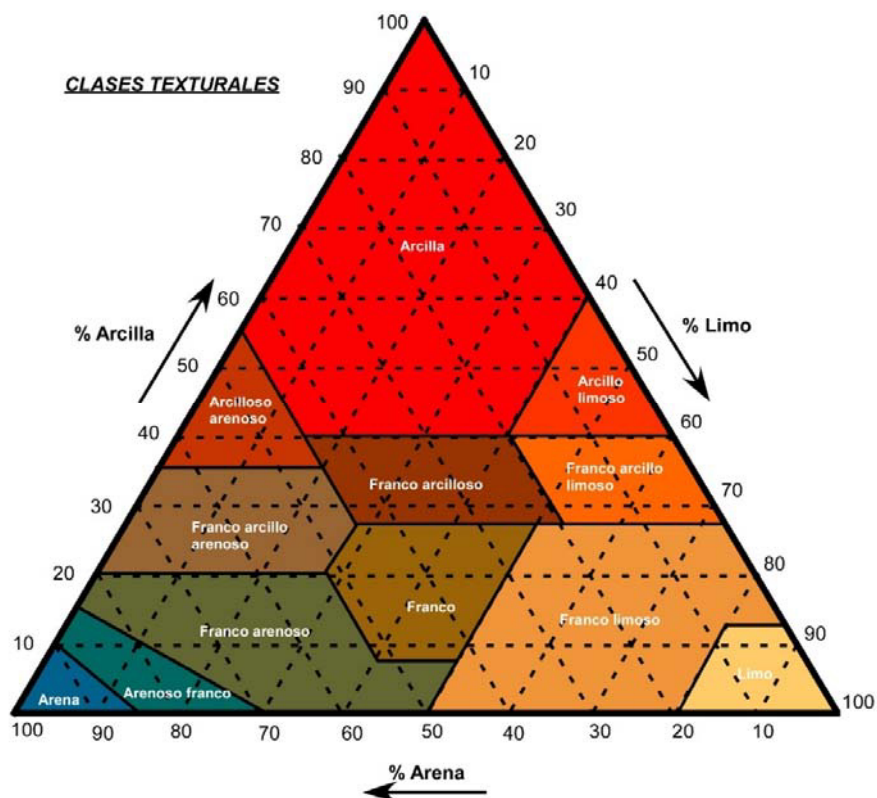


Figura 1.6 Triángulo de clases texturales (basado en FAO, 2009).

El arreglo de las partículas elementales que constituyen el suelo en **agregados** (granular, subpoliédrica, masiva, prismática, particular, laminar, columnar; Gisbert e Ibañez, 2001; Figura 1.7) es considerado como **estructura del suelo**. Ésta, combinada con la **textura**, dominan la porosidad del suelo, por lo tanto, afectan las relaciones hídricas, la aeración, la penetración de las raíces y los procesos metabólicos de la flora y fauna del suelo. Este arreglo estructural entre las partículas ocurre por acción de cargas desbalanceadas en los límites irregulares de las arcillas, a través de iones bi y polivalentes que neutralizan las cargas de dos partículas arcillosas y forman un puente que mantiene unidos los pellets con ayuda del hierro, carbonatos de calcio, cementos silicatados y agua orgánica (Noy-Meir y Ginzburg, 1967; Oertli, 1971).

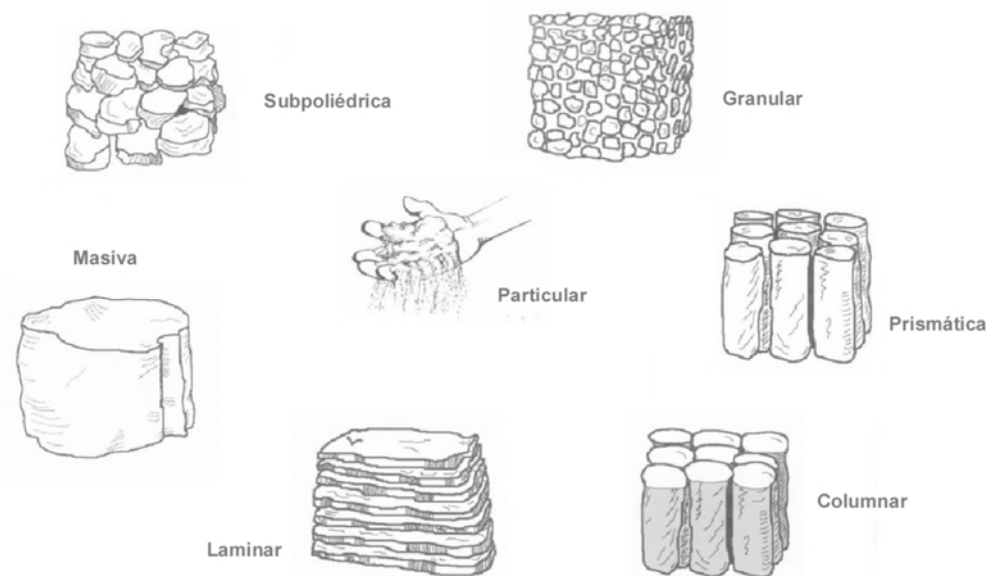


Figura 1.7 Tipos de estructuras de suelo (Modificado de Gisbert e Ibañez, 2001).

El grado de estructura se define como la intensidad de agregación de las partículas y expresa la diferencia entre la cohesión dentro de los agregados y la adhesividad entre estos. Esta propiedad cuenta con una clasificación relacionada con la diferenciación observada en los pellets y sufre alteraciones debido a los cambios de humedad. Según Gisbert e Ibañez (2001) los grados

de estructura se pueden identificar como: *sin estructura, débil, moderado y fuerte*.

1.2 Vegetación

La vegetación, definida como el conjunto de especies vegetales propias de una región particular, es una propiedad de los ecosistemas que varía en tiempo y espacio, con una fuerte dependencia con respecto a las condiciones climáticas, la topografía y la geología del sitio (por ejemplo: Moore y Attwell, 1999; Neave y Abrahams, 2002; Aich y Gross, 2008; Yetemen *et al.*, 2010; Blecker *et al.*, 2012).

El clima juega un papel importante en el desarrollo vegetal, sobre todo en regiones montañosas (Keller *et al.*, 2000; Walther *et al.*, 2001; Theurillat y Guisan, 2001; Körner, 2003). Por ejemplo, se ha reportado que el incremento en la temperatura contribuye a un aumento en la distribución y en la riqueza de las especies vegetales (Walther *et al.*, 2005; Holzinger *et al.*, 2008). De esta forma, las regiones alpinas representan sitios adecuados para evaluar la influencia de los cambios climáticos en la migración de plantas. Es evidente que en regiones de baja altitud (llanuras) existe un mayor riesgo de que efectos antropogénicos pudieran enmascarar a los de tipo climático (Holzinger *et al.*, 2008).

Para desarrollar un mejor entendimiento de la relación entre la vegetación y resto de las variables en una región montañosa, Michaud *et al.*, (2013) propusieron un análisis dividido en cuatro grupos: (a) estudio de factores intrínsecos, (b) estudio de factores extrínsecos, (c) estudios enfocados en el terreno a gran escala (*landscape*) y (d) estudios sobre el terreno a una escala más fina (*hillslope*).

La literatura señala la existencia de una serie de factores extrínsecos que influyen en el desarrollo de la vegetación: (a) el efecto de topografía, que modifica la temperatura local y la precipitación, y (b) el ángulo y la orientación de la pendiente, que impactan la humedad del suelo y el movimiento lateral de los nutrientes a través del terreno (Schlesinger *et al.*, 2000; Cammeraat, 2002; Parsons *et al.*, 2003). Por otra parte, factores intrínsecos, que incluyen las propiedades físicas y químicas del sitio, también afectan el crecimiento de las

plantas. Los factores físicos intrínsecos incluyen: el contenido de arcillas (Yao *et al.*, 2006), la infiltración (Breshears y Barnes, 1999; Herrick *et al.*, 2002) y la disponibilidad de agua (Duniway *et al.*, 2007). Entre los factores químicos intrínsecos de alta importancia se encuentran la salinidad (Drenge, 1991) y las fuentes de reservas nutrimentales (Michaud *et al.*, 2013).

El crecimiento de la vegetación en zonas áridas o semi-áridas está fuertemente relacionado, además, con el suelo y el contenido de humedad (Aich y Gross, 2008). El suelo tiende a acumularse en las zonas de fractura de las rocas. Estas son discontinuidades mecánicas no sedimentarias que representan superficies o zonas de fallamiento, que son propensas a la captura y la retención de la humedad (Hancock, 1985; Pollard y Aydin, 1988; Crider y Peacock, 2004). El intemperismo localizado en su interior controla la geomorfología del terreno. Por lo tanto, cuantificar las redes creadas por las fracturas en la roca madre contribuye al entendimiento de (a) la estabilidad de las rocas y la evolución del terreno y (b) el crecimiento vegetativo relacionado con las fallas (Aich y Gross, 2008).

El desarrollo de la vegetación da lugar a una serie de efectos en el medio geológico, como la alteración en el tipo de transporte de sedimentos y un cambio en los flujos hidrológicos (Torres *et al.*, 1998; Montgomery y Dietrich, 2002; Montgomery *et al.*, 2002; Ebel *et al.*, 2007). Mientras que la litología puede ser tomada como una constante en escalas de tiempo geomorfológico, la vegetación y el suelo presentan una co-evolución con la topografía, bajo la influencia de los agentes climáticos, a través de ciclos de intemperismo-erosión-depósito en estrecha interacción con la roca madre (Monger y Bestelmeyer, 2006; Buxbaum y Vanderbilt, 2007), lo cual resulta en la generación y acumulación de material edafológico parental que condiciona de manera importante el desarrollo de flora y fauna (Yetemen *et al.*, 2010).

La topografía influye en el contenido de humedad del suelo y la distribución de las plantas, teniendo en cuenta factores como lo son las pendientes, efectos de la radiación solar en las diferentes caras de las laderas, retención de calor, evapotranspiración, etc., (Olivero y Hix, 1998; Searcy *et al.*, 2003; Bryant *et al.*, 2013). La profundidad del suelo puede ser considerada como otro aspecto de la topografía que influye fuertemente los patrones de establecimiento de vegetación (Boeken y Shachak, 1994), debido a que a mayor profundidad de

suelo el contenido de humedad es retenido por más tiempo y a más suelo existe una cantidad más alta de nutrientes y enraizamiento (Bryant *et al.*, 2013).

La asociación suelo-vegetación, además, se presenta normalmente en relación con los requerimientos nutrimentales de esta última. El contenido de nutrientes está relacionado con la formación de minerales secundarios, particularmente aquellos que contienen Ca y P como los carbonatos y los fosfatos de calcio (Neff *et al.*, 2006). La variación y contenido de elementos como Fe, Al, P, K y Mg en los sedimentos causados por los distintos tipos de erosión, permiten un potencial de viabilidad de establecimiento de comunidades vegetales.

Además de la relación suelo – planta, el contenido de agua es una de las principales propiedades de la vegetación, la cual se relaciona estrechamente con la funcionalidad de la planta (intercambio de agua y energía con la atmósfera) (Mohanty *et al.*, 2006), así como en su resistencia a las sequías e incendios (Penuelas *et al.*, 1993, 1996). El contenido de *agua vegetativa* ha sido estudiado y estimado con anterioridad (por ejemplo, Ceccato *et al.*, 2001; Cheng *et al.*, 2006; Colombo *et al.*, 2008; Clevers *et al.*, 2010).

El agua subterránea es el medio de transporte primario para la mayoría de los solutos (Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , HCO_3^- , CO_3^{-2} , SO_4^{-2} , Cl^-), dentro y fuera del sistema suelo-vegetación, y la concentración de ellos aumenta con el incremento de la infiltración (Swanson *et al.*, 1988; Euliss *et al.*, 2004). Diversos autores (Tóth, 1999; Rosenberry *et al.*, 2000; Braud *et al.*, 2001; Cook y Hauer, 2007; Koide *et al.*, 2012) mencionaron la importancia de la conectividad en los sistemas de flujo de agua subterránea y sugieren que el balance de recarga y descarga tiene menor relevancia en cuanto el almacenamiento y química del agua y la composición de la vegetación en las zonas de humedales.

El nivel de agua subterránea, la permeabilidad de las rocas y la descarga subterránea son características representativas que se examinan normalmente mediante mapeo geológico, estudios geofísicos e investigación en perforaciones (Nagra, 1994; SKB, 1998; OCRWM, 2000; JNC, 2000, POSIVA, 2005). En los ecosistemas áridos y semiáridos, el muestreo remoto ha probado la presencia de aguas subterráneas y superficiales. Esto se debe principalmente por las condiciones vegetativas en esos ambientes, que puede ser analizada usando espectros de reflectancia (Smith *et al.*, 1990; Davis *et al.*,

1993; Ringrose *et al.*, 1998; Doble *et al.*, 2006; Masoud y Koike, 2006; Jin *et al.*, 2007; Luedeling y Buerkert, 2008; Groeneveld, 2008; Corgne *et al.*, 2010; Koide *et al.*, 2012). Las diferencias entre los crecimientos vegetativos inducidos por el suministro de agua subterránea pueden ser identificadas por el índice de valor vegetativo calculado a partir de la reflectancia de datos de sensores remotos en ciertas longitudes de onda (Koide *et al.*, 2012).

1.3 Objetivo

Evaluar el proceso de interacción roca-suelo-vegetación en un transecto entre Linares y Rayones, N.L., por medio del análisis cualitativo y cuantitativo de información mineralógica y geoquímica.

1.4 Hipótesis del trabajo

H_0 : El análisis cualitativo y cuantitativo de información mineralógica y geoquímica permite la evaluación detallada de los procesos de interacción del suelo con la roca y la vegetación.

H_1 : El análisis cualitativo y cuantitativo de información mineralógica y geoquímica no permite la evaluación detallada de los procesos de interacción del suelo con la roca y la vegetación.

1.5 Metodología general

- (a) Revisión bibliográfica exhaustiva en relación a la interacción de geología y clima con la vegetación.
- (b) Revisión bibliográfica sobre el marco climatológico (temperatura, precipitación), geológico (litología de rocas y suelos, geología) y vegetativo (tipo de vegetación y distribución espacial) de la Sierra Madre Oriental.
- (c) Selección del área de estudio considerando diversidad de tipos de suelo en la región.
- (d) Levantamiento y muestreo de perfil de suelo en contacto con la vegetación.
- (e) Identificación y muestreo de material parental.

- (f) Muestreo de la vegetación (raíz de *Quercus* spp.).
- (g) Análisis edafológicos estándar (color, pH, conductividad eléctrica, contenido de carbonatos, materia orgánica y textura).
- (h) Análisis mineralógico de suelos, rocas y vegetación (petrografía y difracción de rayos-X).
- (i) Análisis químico de suelo, rocas y vegetación (ICP-MS Elementos traza).
- (j) Determinación de modelos de movilidad de elementos traza en el sistema roca-suelo-vegetación.

CAPÍTULO 2 – CLIMA, GEOLOGÍA Y VEGETACIÓN EN LA REGIÓN CENTRAL DE NUEVO LEÓN

2.1 Introducción

Dentro de la Sierra Madre Oriental existen una serie de condiciones que permiten la caracterización y clasificación del suelo. Estas variables son el clima, que depende en gran medida de la altura; la geología, que se ve afectada por el tipo de clima presente; y en función de las anteriores, se pueden encontrar distintos tipos de comunidades vegetales (bosques de *Quercus spp.* y *Pinus spp.*). A medida en que se trabaja a una escala más detallada estas condiciones se vuelven más específicas, lo que permite una debida diferenciación aún dentro de una zona homogénea.

Cabe recalcar que este trabajo se inició con un perfil edafológico ubicado en las inmediaciones de la Facultad de Ciencias Forestales (Figura 2.1), el cual sirvió como perfil de control para tener en cuenta todas las variables a medir en campo (mediciones de estratos, diferenciación de los horizontes, caracterización física, etc.).

En el levantamiento de los diferentes perfiles edafológicos se tomaron en cuenta las variables antes mencionadas, por lo que, a pesar de que el transecto se ubica a lo largo de la carretera Montemorelos – Rayones, N.L. (Figura 2.2), en la Sierra Madre Oriental, se pudo constatar la presencia de diferentes tipos de suelos, por ejemplo litosol (con Lutita de la Formación Méndez como roca madre), rendzina (con rocas carbonatadas de la Formación San Felipe como material parental), así como vertisol, formado a partir de la lutita Méndez, pero con condiciones distintas. Además de la diferenciación de suelo, se tomó en cuenta la variación de las comunidades vegetales, que van desde el bosque de pino – encino (*Quercus spp.* y *Pinus spp.*) hasta algunas comunidades rosetófilas ubicadas a lo largo de algunos transectos de la carretera.

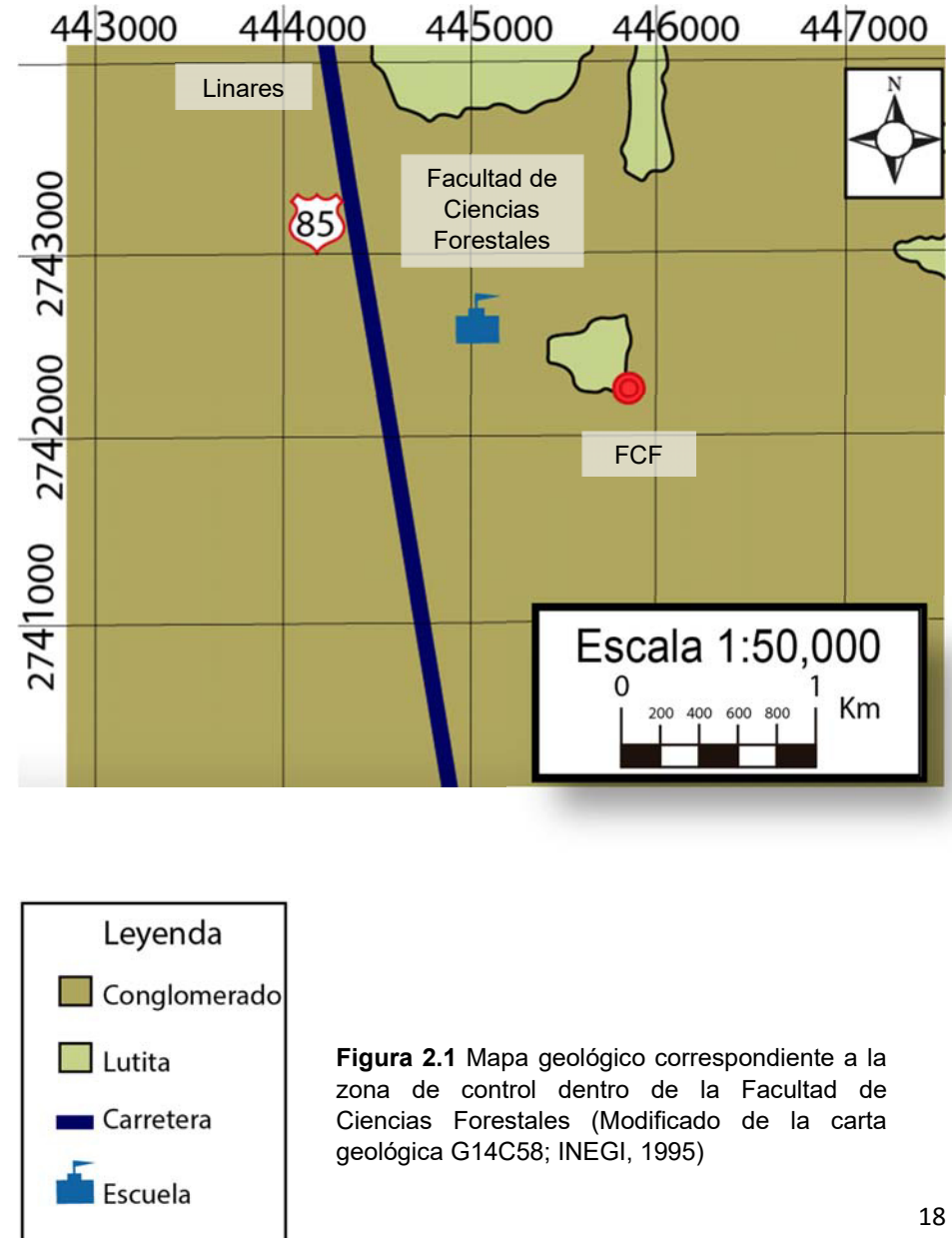
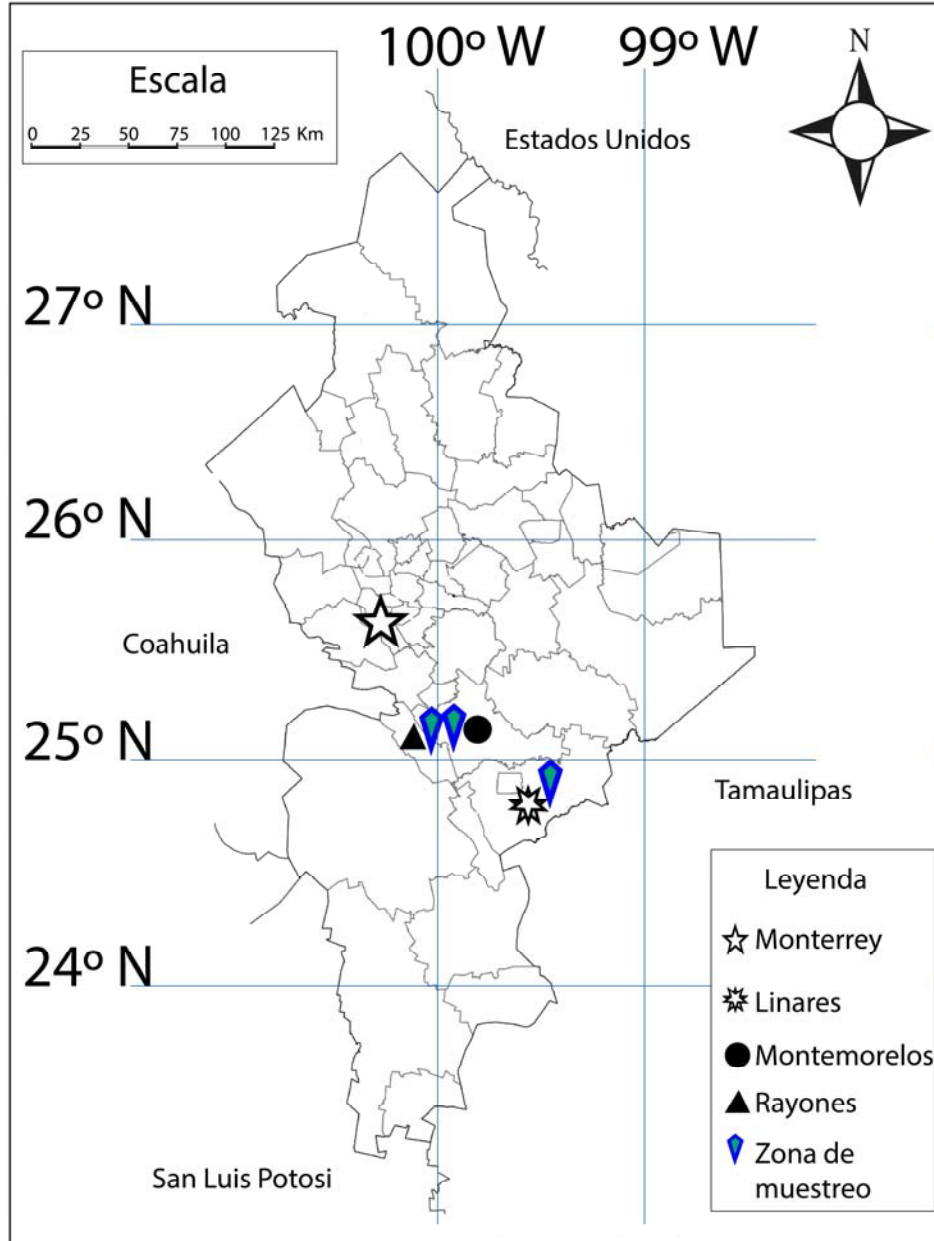
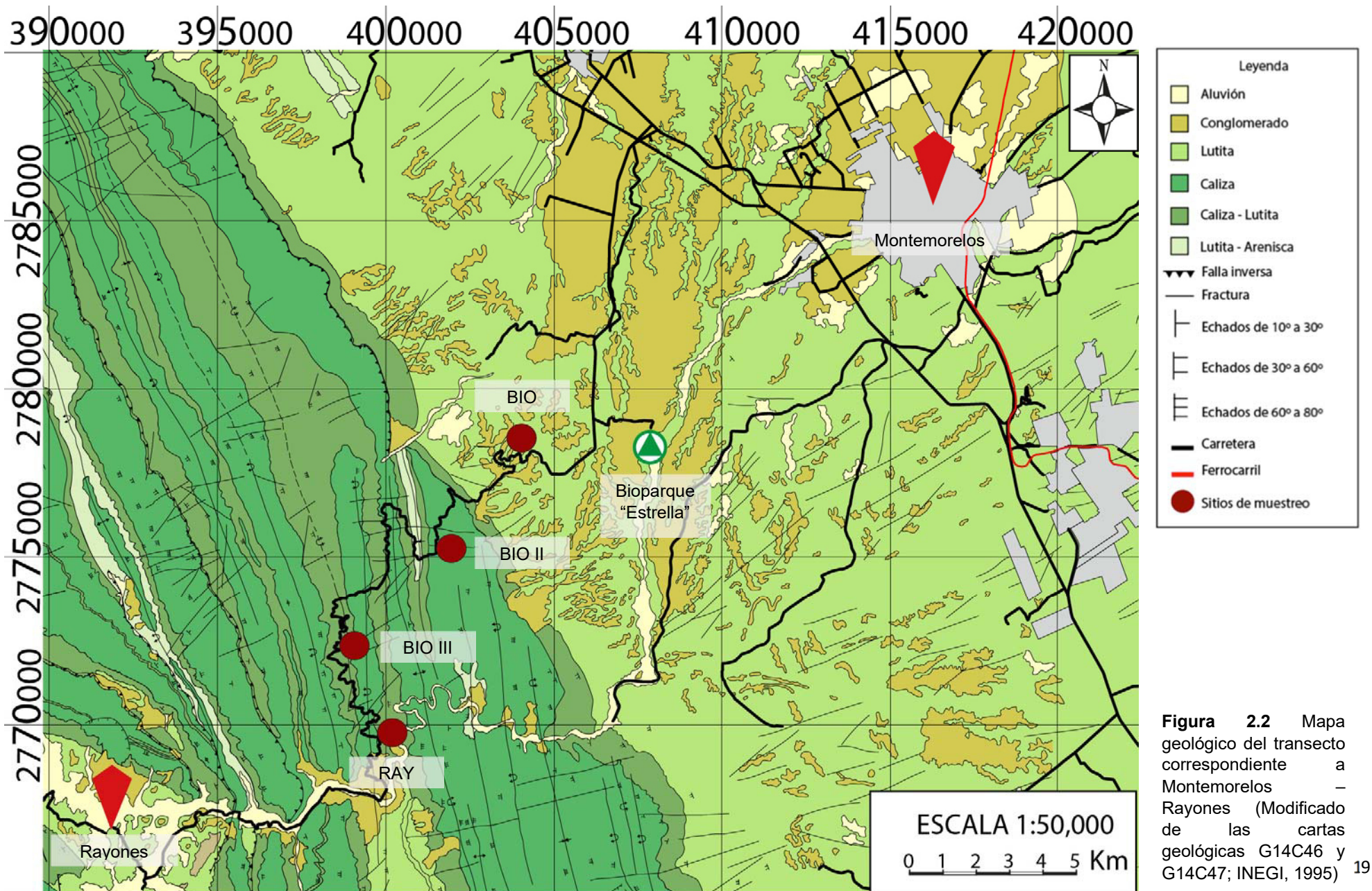


Figura 2.1 Mapa geológico correspondiente a la zona de control dentro de la Facultad de Ciencias Forestales (Modificado de la carta geológica G14C58; INEGI, 1995)



2.2 Clima

Existe poca información climática registrada para el área correspondiente a Linares, Montemorelos y Rayones, Nuevo León, sin embargo, se cuenta con registros climáticos obtenidos a través de la CONAGUA (2015) (Figuras 2.3 – 2.5).

Návar y Manzano (2000) mencionaron que la región de Linares tiene un clima semiárido de tipo (A) Cx'a (e) (semicálido extremo y subhúmedo), con el 80% de la precipitación ocurriendo entre los meses de mayo a octubre (García, 1981), con una precipitación media anual de ~805 mm, y una desviación estándar de 260 mm (Návar *et al.*, 1994). La temperatura media anual oscila entre los $22 \pm 3^\circ$ (SPP-INEGI, 1986), mientras que la evapotranspiración estimada es de 1150 mm (Návar *et al.*, 1994).

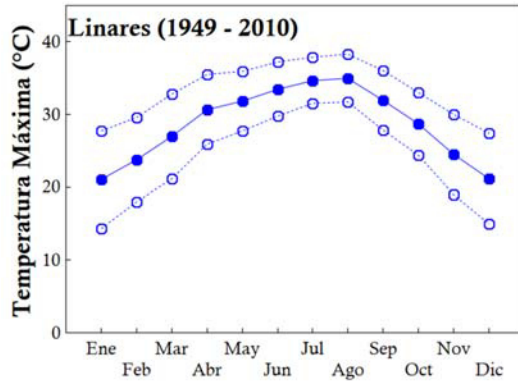
Estrada-Castillón *et al.*, (2004) describieron el clima de la región como semicálido subhúmedo (A)Cx'a(e) (SPP-INEGI, 1986), con influencia de vientos húmedos provenientes del Golfo de México y precipitaciones entre los 600 y 1000 mm anuales. La temperatura media anual se encuentra entre los 18 y 24°C. Las lluvias predominan en septiembre, mes en el que se presentan precipitaciones de aproximadamente 170 – 190 mm, mientras que diciembre y enero presentan eventos con valores de 15 – 20 mm. La temperatura media mensual más alta se registra en agosto (28 – 29°C), y la media mínima se registra en enero (14 – 15°C).

Foroughbakhch *et al.*, (2010) clasificaron el clima general de Nuevo León como semiseco, semiárido, subhúmedo y templado hasta muy seco y desértico con temperaturas medias anuales entre los 22 – 26°C y con precipitaciones promedio oscilando entre los 600 – 800 mm, además de ser un clima extremo.

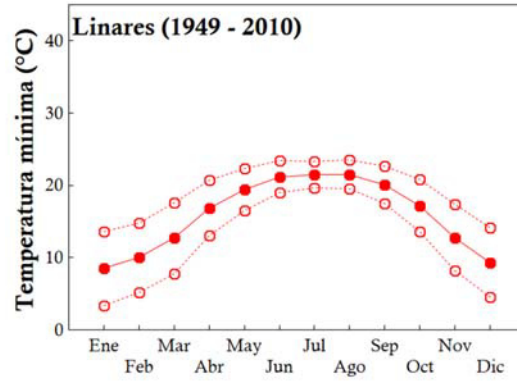
En estudios más recientes, Pasten-Zapata *et al.*, (2014) mencionaron que el área citrícola (Linares, Montemorelos, Santiago, Hualahuises y Allende) presenta climas subhúmedos a húmedos con temperaturas medias anuales de aproximadamente 22°C y temperaturas extremas que varían desde los -10 hasta los 45°C en invierno (diciembre a febrero) y verano (junio a agosto), respectivamente.

La precipitación se genera debido a grandes masas de aire caliente provenientes del Golfo de México que chocan contra la Sierra Madre Oriental y producen altas precipitaciones que oscilan entre los 1100 mm/año en los flancos de la sierra, y lluvias moderadas en el interior de la sierra que van desde los 900 hasta los 600 mm/año. La mayor parte de eventos lluviosos ocurren durante el periodo mayo – octubre (77%), siendo los meses más secos noviembre, diciembre, febrero y marzo (~3%) (García, 1998; Comisión Nacional del Agua, CONAGUA, 2002).

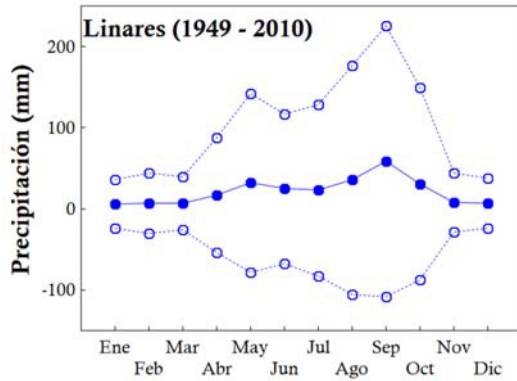
De acuerdo a la literatura, la región de Rayones, N.L., presenta un clima de tipo templado subhúmedo Cb(w1)(i')w", con lluvias en verano y precipitaciones anuales de aproximadamente 600 – 800 mm y una temperatura media de 12 – 18°C. Los eventos más importantes ocurren en septiembre (140 – 150 mm); los de menor precipitación ocurren en marzo, noviembre y diciembre. Las temperaturas medias anuales más altas se presentan entre mayo y agosto (16 – 17°C), mientras que las más bajas corresponden a los meses de febrero y diciembre con valores de 11 – 12°C (SPP-INEGI, 1986; Estrada-Castillón *et al.*, 2004).



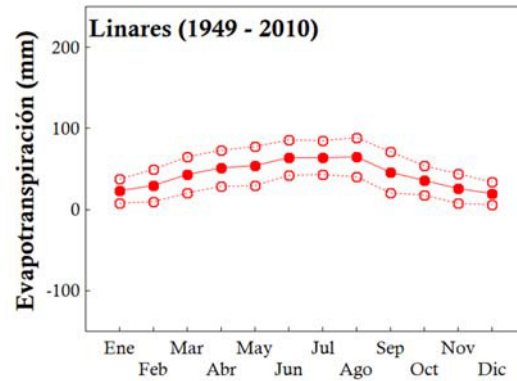
a)



b)



c)



d)

Figura 2.3 Datos climáticos para la zona de Linares (Estación Cerro Prieto). a) Las temperaturas máximas se registran entre los meses de junio y agosto, alcanzando valores cercanos a los 40°C; b) Valores de temperaturas que van de 3 ≈ 20°C; c) Las precipitaciones más importantes ocurren entre los meses de mayo y septiembre, registrando valores máximos de hasta 240 mm; d) La evapotranspiración se mantiene regular durante todo el año, sin embargo se observa que en los meses de junio, julio y agosto se observan los valores más altos (≈ 80 mm). Incertidumbre = ± 1SD.

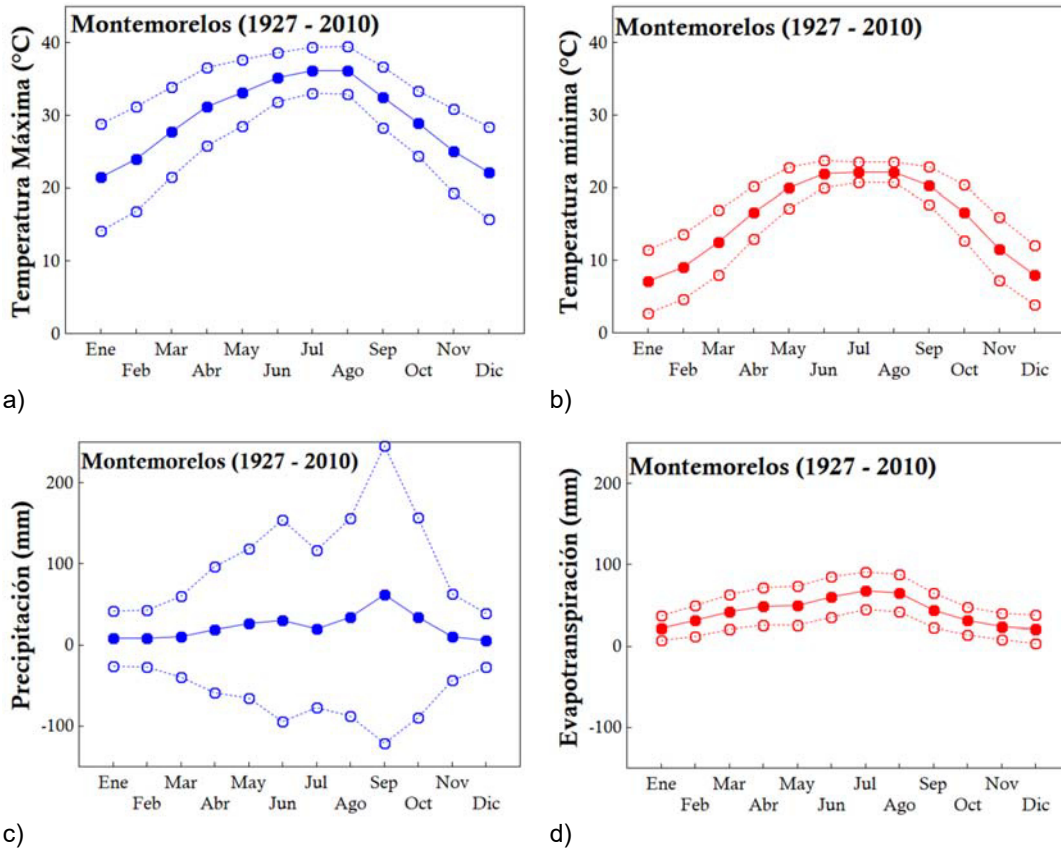


Figura 2.4 Datos climáticos para el área de Montemorelos (Estación Montemorelos). a) Temperaturas máximas cercanas a los 40°C durante el periodo de julio, agosto, septiembre; b) Valores mínimos que van desde 5 ≈ 21°C; c) los eventos de lluvia principales se ubican entre mayo y septiembre, pueden alcanzarse precipitaciones de hasta un máximo de ≈250 mm; d) La evapotranspiración es regular durante todo el año, presentando los picos más elevados durante el mes de agosto (≈70 mm). Incertidumbre = ± 1SD.

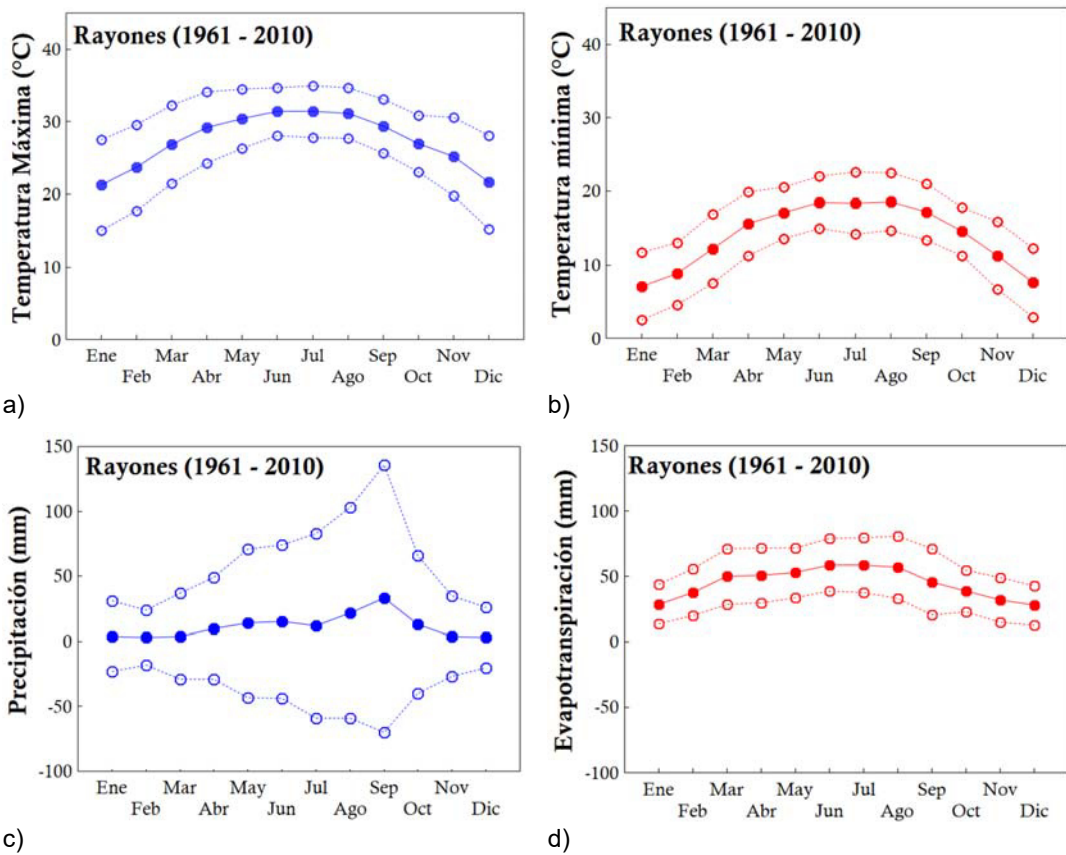


Figura 2.5 Datos climáticos correspondientes a Rayones (Estación Rayones). a) Las temperaturas máximas se registran durante los meses de junio, julio y agosto, y están entre los 30 – 35°C; b) las temperaturas mínimas oscilan entre 2 – 15°C; c) Precipitación máxima durante septiembre con valores que pueden alcanzar ≈150 mm; d) La evapotranspiración mantiene valores regulares entre 20 – 60 mm. Incertidumbre = ± 1SD.

2.3 Geología

México ha sido dividido geológicamente en una serie de terrenos tectonoestratigráficos que varían en litología, edad y rasgos estructurales (Campa y Coney, 1983; Ramírez-Espinoza *et al.*, 1991; Talavera-Mendoza, 1993; Sedlock *et al.*, 1993; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1995; Dickinson y Lawton, 2001; Keppie, 2004). De forma particular, el noreste de México está incluido en el terreno de la Sierra Madre Oriental.

La configuración estratigráfica y estructural que se observa actualmente en esta región se inició en el Pérmico-Triásico, con la sutura del Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon. Este proceso fue seguido por la ruptura y disgregación del súper-continente Pangea durante el Triásico Superior – Jurásico Medio, dando lugar a la apertura del Golfo de México. Esta condición derivó en el desarrollo de un margen pasivo, que dio lugar a una secuencia sedimentaria que cubre el Jurásico Medio al Cretácico Superior. Posteriormente el evento de deformación Laramide durante el Cretácico Superior y el Paleógeno Inferior dio lugar a la Sierra Madre Oriental (Goldhammer, 1999).

2.3.1 Sierra Madre Oriental

La Sierra Madre Oriental es una estructura cuyo relieve presenta evidencia de deformación de rocas mesozoicas y su basamento, que fueron levantados, comprimidos y transportados hacia el noreste, dando lugar a pliegues y cabalgaduras durante el evento Laramide del Cretácico Superior – Paleógeno (Allmendinger *et al.*, 1982; Dickinson *et al.*, 1988; Lawton y Trexler, 1991; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000), por lo tanto, es una expresión de una deformación contraccional evaporítica, con geometría curva y considerada como una deformación del tipo piel delgada (*thin-skinned*) restringida a los niveles corticales superiores (Padilla y Sánchez, 1985; Suter, 1987; Lugo-Hubp, 1990; Marrett y Aranda, 1999; Zhou *et al.*, 2006).

Tamayo, (1941); Raisz, (1959) y Álvarez, (1961) ubican a la Sierra Madre Oriental a partir de la Faja Volcánica Transmexicana y la proyectan de forma

continua hacia el noroeste internándose en la parte central de Coahuila y Chihuahua, hasta la frontera norte de México, sin embargo, Aranda, (1991) y Gray y Johnson, (1995) consideraron que el frente plegado presenta dos ramas sub-paralelas, una de ellas se adentra en la parte central de los estados de Coahuila y Chihuahua, mientras que la otra tiene una dirección poniente.

Eguiluz de Antuñano *et al.*, (2000) mencionaron que el frente de montaña está bien definido a lo largo de casi toda su extensión, sin embargo lateralmente, al poniente, esta franja plegada se difumina en el área del Altiplano Mexicano. De acuerdo a lo reportado por González *et al.*, (1986) el frente plegado pertenece al denominado terreno tectonoestratigráfico Sierra Madre Oriental.

La litología de la zona está compuesta por rocas sedimentarias carbonatadas y terrígenas marinas del Mesozoico (Michalzik, 1988), que descansan de manera discordante sobre un basamento Paleozoico y Precámbrico.

De acuerdo a la literatura, la litología reportada para el transecto Linares – Rayones, se corresponde con lutitas pertenecientes a la Formación Méndez y rocas carbonatadas que caen dentro de la Formación San Felipe (Figura 2.6).

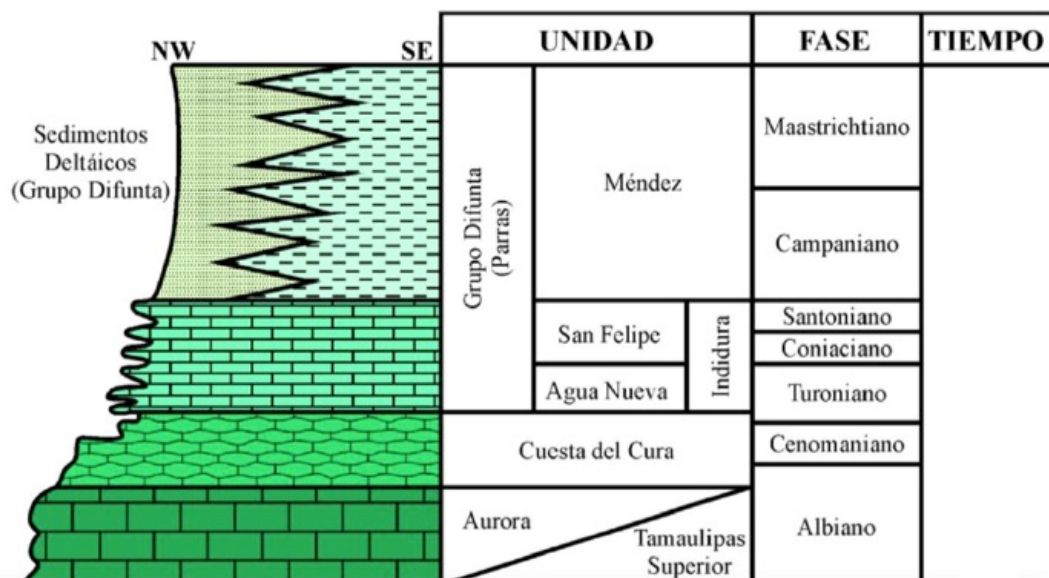


Figura 2.6 Sección superior de la columna estratigráfica correspondiente al noreste de México, las Formaciones Méndez y San Felipe son las utilizadas para el presente trabajo

2.3.2 Formaciones geológicas del área de estudio

Formación San Felipe

La descripción litológica de la Formación San Felipe (Aguilar, 1984; Figura 2.7), definió la unidad como una caliza arcillosa de estratos delgados a muy delgados color gris claro a verde, con frecuentes intercalaciones de lutita calcárea y lutita bentonítica de colores verde y amarillo grisáceo.

PEMEX (1988) la describió como caliza con estratos de 5 a 15 cm, que imberiza a color gris claro a beige, con intercalaciones de lutita calcárea en estratos no mayores de cinco centímetros de color gris oscuro. La caliza corresponde con el tipo *mudstone* y *wackestone*, con escasos nódulos de pedernal. Suter (1980) y Sohl *et al.*, (1991) remarcaron la presencia de algunas capas de arenisca con estratificación delgada, lo que muestra una tendencia a incrementar los terrígenos hacia la cima de la secuencia.

De acuerdo a su contenido paleontológico y sus relaciones estratigráficas se le ha dio una edad del Coniaciano – Santoniano. Sin embargo, (Gamper, 1977; Santamaría *et al.*, 1990) en sus estudios bioestratigráficos realizados en el Anticlinorio Huizachal – Peregrina, le designaron una edad que va desde el Santoniano Superior hasta el Campaniano Inferior.



Figura 2.7 Formación San Felipe. a) Afloramiento de la Fm. San Felipe en la base; b) sección intermedia correspondiente al inicio de la transformación de la roca en suelo (Fm. San Felipe) y suelo. Perfil edafológico BIO-II

Formación Méndez

La Formación Méndez (Palmer, 1927; Figura 2.8) es un depósito uniforme de lutita gris – azul, con borde interno arcilloso a semi-margoso. Dumble (1915) la describió como capas de lutita azulada o negra con limo y arcilla. Nigra (1951) mencionó que la unidad consiste de caliza arcillosa, fracturada, con frecuentes intercalaciones de marga y lutita calcárea dura y quebradiza. Pessagno (1969) señaló que la Formación Méndez incluye limolita y *mudstone* calcáreo variando el color de gris claro a café, blanco y rojo. Carrillo-Bravo (1971), la describió como lutita y marga de color gris y gris verdoso, en capas medianas y gruesas, que con frecuencia alternan con capas delgadas de bentonita blanca.

La edad de la Formación Méndez fue reportada por Muir (1936) dentro del Santoniano Superior – Campaniano en base al contenido micropaleontológico. Carrillo-Bravo (1971) propone la edad de Campaniano – Maastrichtiano en base a su contenido faunístico y posición estratigráfica. Aranda-Manteca y Stinnesbeck (1993) le asignan una edad correspondiente al Campaniano – Maastrichtiano. Arz *et al.*, (2001) y Alegret y Thomas (2001) mencionan que la parte superior de esta unidad pertenece al Maastrichtiano en base al contenido microfósil presente.



Figura 2.8 Afloramiento de la Formación Méndez ubicado en las coordenadas UTM 14r0401333, 2775331, dentro del transecto Montemorelos – Rayones, Nuevo León.

2.3.3 Orogenia Laramide

La orogenia Laramide es un evento que dio lugar al levantamiento de bloques en el área de Canadá, Estados Unidos y México, contemporáneos a la sedimentación de la formación Laramide (Wyoming, EU) durante el Cretácico Superior – Paleoceno (80 a 50 Ma) (English y Johnston, 2004).

De acuerdo a los antecedentes la orogenia Laramide fue propuesta en un inicio por Dana (1896) y se extiende desde la parte más septentrional de Norte América (Alaska) hasta la parte sur de México a lo largo de la frontera de desplazamiento siniestral entre las placas de Norte América y del Caribe y es interrumpida por el sistema de fallas de Polochic-Motagua (Campa y Coney, 1983; Chávez-Cabello, 2005; Ramírez-Peña, 2011).

La deformación en el área de los Estados Unidos, es coetánea con el magmatismo; se infiere que el magmatismo de arco se dispersó en un número limitado de áreas dentro del antepaís (Idaho, SW de Montana y el cinturón conocido como *Colorado Mineral belt* (Lipman *et al.*, 1971; Coney y Reynolds, 1977; Miller *et al.*, 1994). La orogenia Laramide conforma la mayoría de la cordillera de Norte América (Dickinson y Lawton, 2001; English y Johnston, 2004), por lo tanto a lo largo de su extensión las plegaduras y cabalgaduras se han desarrollado a distancias que van desde los 700 hasta los 1500 km desde los límites convergentes de la placa. No hay evidencia de bloques corticales ni de terrenos acrecionados al oeste del margen continental durante este intervalo. Por lo que un origen colisional para la orogenia Laramide queda completamente descartado y el modelo de subducción *flat-slab* es el favorito (Coney y Reynolds, 1977; Dickinson y Snyder, 1978; Bird, 1988; English *et al.*, 2003).

En el norte de México, esta orogenia formó los cinturones plegados de Chihuahua y Coahuila que conforman parte de la SMO. Dichos rasgos orográficos son la continuación al sur de las Montañas Rocallosas del suroeste de EU. Hablando más particularmente, en la zona comprendiente entre Monterrey, N.L. y Tamazunchale, S.L.P., la orogenia Laramide presenta una deformación en la cubierta sedimentaria, comúnmente denominada *Thin-skinned*, o “piel delgada” (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000).

Además de lo antes mencionado, en consecuencia a la deformación ocurrida hubo un reactivamiento de fallas de basamento antiguas, ej. Falla de San Marcos (Padilla y Sánchez, 1986; McKee *et al.*, 1990; Chávez-Cabello *et al.*, 2005). La orogenia Laramide también jugó un papel importante en la tectonoestratigrafía de México, ya que se unió a la serie de terrenos estratotectónicos del oeste y sur de México (Campa y Coney, 1983; Campa, 1985; Coney y Evenchick, 1994).

2.4 Suelos

La descripción de los suelos en el noreste de México no ha sido el principal objeto de estudio, sin embargo, existen datos correspondientes a algunas zonas puntuales en las que se ha determinado de manera secundaria el tipo de suelo presente.

El suelo dominante en las zonas de planicie es el vertisol, que es un suelo profundo, oscuro y arcilloso con estructuras prismáticas, las laderas con pendiente baja son frecuentemente rendzinas limoso – arenosas y regosoles calcáreos (Heiseke y Foroughbakhch, 1985; Návar y Manzano, 2000; Woerner, 1991).

En algunas partes bajas del noreste, de manera adyacente a las montañas, los suelos dominantes son los litosoles con asociaciones de xerosoles háplicos y cálcicos con fase petrocálcica, y solonchak órtico, mismos que sustentan comunidades de matorrales y vegetación halófitas. En las zonas montañosas el suelo es regosol calcárico, feozem calcárico, rendzina con luvisol crómico y castañozems cálcicos en fase lítica, donde la vegetación característica es el matorral submontano, bosques de encino – pino y *Juniperus spp.* (SPP, 1981; Estrada-Castillón *et al.*, 2004).

Los recursos edafológicos, incluyendo los nutrientes minerales, materia orgánica, agua, biota son factores determinantes en la estructura del ecosistema y su funcionamiento (Jenny, 1980; Vitousek, 1994; Reynolds *et al.*, 2001). Gracias a los valores bajos de intemperismo y procesos pedogenéticos en los ecosistemas áridos, la importancia del material parental como un factor

determinante en las propiedades del suelo generalmente se incrementa con la aridez (Jenny, 1941).

Los suelos en el noreste de México varían, de acuerdo a la clasificación de la FAO/UNESCO/ISRI, van desde el vertisol en el sur y leptosol en las montañas, hasta regosol, calcisol y greyzem en el norte. En las zonas montañosas se presenta litosol y xerosol con fase rocosa (Foroughbakhch *et al.*, 2010).

Návar (2011) mencionó que los suelos correspondientes al noreste de México, de acuerdo a la nomenclatura de la FAO son los fluvisoles, que se localizan a lo largo de las planicies. Los valles se caracterizan por la presencia de castañozems originados por procesos sedimentarios y aluviales. Los leptosoles son típicos en terrenos con pendientes elevadas con erosión muy marcada. La distribución espacial de los regosoles corresponde a las mesas y mesetas. Los vertisoles profundos (> 1.0 m) dominan los pies de montaña y las planicies bajas, que se encuentran subyacidos por calizas del Cretácico (Woerner, 1991).

2.5 Vegetación

Los estudios de la vegetación a lo largo de los distintos sitios son escasos, sin embargo, para la zona de Linares existe mayor información (p. Ej. Gutiérrez, 1997; Heiseke y Foroughbakhch, 1985; Jurado y Reid, 1989; Návar y Manzano, 2000; Estrada *et al.*, 2014; Pando-Moreno *et al.*, 2014) que mencionaron a las siguientes especies como distintivas en los alrededores de Linares: *Helietta parvifolia*, *Diospyros palmeri*, *Acacia rigidula*, *Acacia farnesiana*, *Acacia berlandieri*, *Acacia greggii*, *Cordia boissieri*, *Fraxinus greggii*, *Leucophyllum frutescens*, *Ebenopsis ebano*, *Prosopis laevigata*, *Condalia hookeri*, *Celtis pallida*, *Scahefferia cuneifolia*, entre otras. Estas especies engloban a la vegetación dentro de la clasificación de Matorral Espinoso Tamaulipeco (MET), que es la comunidad más abundante en el norte de México. De acuerdo a las nomenclaturas antes mencionadas, la zona de Linares correspondería a matorral espinoso con espinas terminales (Miranda y Hernández-X, 1963), o a matorral xerófilo de acuerdo con Rzedowski (2006).

Además, Návar y Manzano (2000) mencionaron que los estratos bajos de la vegetación se encuentra dominado por herbáceas perenes y pastos, sin embargo, la comunidad del matorral es el factor más importante a considerar. Algunas de las especies reportadas por Návar y Manzano (2000) son: *Amaranthus hypocondriacus*, *Salvia coccinea*, *Malva spp.*, *Bouteloua trifida*, *Bouteloua filiformis*, *Setaria macrostachya*, *Hilaria belangeri*, *Leptochloa dubia*, *Leptoloma cognatum* y *Aristida divaricata* (Villegas, 1972; Alanís, 1991).

Estrada-Castillón *et al.*, (2004) en su estudio de las leguminosas del estado de Nuevo León, describieron que las comunidades vegetales predominantes corresponden al matorral tamaulipeco (SPP, 1981), matorral submontano (Muller, 1939; Rojas-Mendoza, 1965), mezquitales (Rojas-Mendoza, 1965) y encinares (Muller, 1939).

El MET es una comunidad vegetal con mayor distribución en el área de Nuevo León, y se extiende hasta el norte a Coahuila y al noreste en Tamaulipas. La unidad biótica fue descrita inicialmente por Muller (1947) y definida como un ecosistema con especies arbóreas espinosas, incluyendo abundantes herbáceas y una diversidad de pastos. Debido a esto, Foroughbakhch *et al.*, (2010) ubican a Linares dentro de esta comunidad vegetal.

Pasten-Zapata *et al.*, (2014) afirmaron que la vegetación nativa se correlaciona con la distribución espacial de los eventos de lluvia. Los bosques de *Pinaceae* y *Fagaceae* (Pino – Encino) se encuentran principalmente al sur de la región, donde la precipitación es elevada. En las laderas y planicies, ocurren distintas especies de arbustos y matorrales (UAAAN, 2007). Esta distribución concuerda con las comunidades estudiadas, correspondientes a la zona de Linares y Rayones, N.L..

CAPÍTULO 3 – METODOLOGÍA

3.1 Esquema general de trabajo

La metodología aplicada siguió, en general, las recomendaciones establecidas por el INEGI (2009) para la elaboración de cartas edafológicas (Figura 3.1). En los siguientes apartados se detallan las actividades efectuadas en cada etapa, incluyendo las adaptaciones que se establecieron a partir de este esquema.



Figura 3.1 Diagrama de flujo donde se muestra el esquema general de trabajo que fue aplicado a los diferentes perfiles de suelo presentados en este estudio.

3.2 Localización y muestreo de perfil de suelo

El proceso se inició con la búsqueda, caracterización física y muestreo de perfiles de suelo típicos de la región, considerando el marco climático-geológico-forestal. En cada sitio se asignó una clave de identificación, se registraron las coordenadas, litología, textura y dimensiones de los horizontes,

además de efectuar una evidencia fotográfica. De esta forma, se efectuó el levantamiento de cinco perfiles edafológicos. El primero se levantó en la Facultad de Ciencias Forestales, UANL, Linares. Su propósito fue el de utilizarlo como un sitio de entrenamiento para el trabajo de campo y laboratorio. Posteriormente, se levantaron cuatro perfiles en el tramo Montemorelos-Rayones, los cuales se desarrollaron a partir de las litologías comunes para esta zona (lutita, formación Méndez; caliza, formación San Felipe), que marca el contacto de la Planicie Costera del Golfo con la Sierra Madre Oriental. Es importante señalar que, a diferencia de la propuesta del INEGI (2009), en el presente estudio se incluyó en el muestreo a la roca (horizonte R; caliza y lutita) y a la vegetación (raíces de encino, *Quercus* spp.).

3.3 Registro y preparación

Durante esta etapa se registraron las muestras colectadas (una muestra por cada horizonte de suelo de \approx 2kg) y se llevaron a cabo diversos tratamientos, en función del tipo de litología: (a) *rocas*: descostrado, fragmentación, preparación de láminas delgadas y pulverización a una malla 200 (0.074 mm); (b) *suelos*: secado por un día al aire libre y temperatura ambiente, molienda y tamizado a malla 10 (2 mm); (c) *vegetación*: secado al aire libre y temperatura ambiente por un mes, descortezado y seccionado (raíz de *Quercus* spp.). La preparación de los materiales se efectuó en las instalaciones de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL.

3.4 Análisis físico-químico de suelo

Esta etapa consistió en la caracterización física y química de las muestras de suelo. Los análisis se efectuaron en el Laboratorio de Suelos de la Facultad de Ciencias Forestales, UANL. Estos incluyeron las pruebas clásicas de (INEGI, 2009): pH, conductividad eléctrica, color, textura en laboratorio, contenido de materia orgánica, carbonatos y yeso. A continuación se reporta, de forma breve, la descripción de las técnicas empleadas (Woerner, 1991).

3.4.1 Determinación de textura

Esta es una de las variables más complejas en el análisis de suelos. Se establece en relación a la cantidad porcentual de arena, limo y arcilla presente en la muestra. La textura generalmente es utilizada para clasificar el suelo (Siebe *et al.*, 1996; Rodríguez y Rodríguez, 2002). En primera instancia, se puede establecer la textura al tacto, que se basa en deslizar una porción de la muestra humedecida entre los dedos (Porta *et al.*, 2011). El componente principal en la muestra se establece de acuerdo a las siguientes características (Siebe *et al.*, 1996):

- Arena: no moldeable, no deja material fino en las palmas de las manos y los granos son palpables sin dificultad.
- Limo: poco moldeable, presenta una textura harinosa, al frotarse entre los dedos índice y pulgar es áspero y se agrieta al ejercer presión.
- Arcilla: moldeable, deja material fino al manipularse y tiene una apariencia lisa y brillante.

Por otro lado, la textura se puede establecer a partir de un análisis mecánico (Figura 3.2), que consiste en la determinación del porcentaje de componentes en función del asentamiento diferencial de las partículas en el agua. Las partículas de arcilla tienen mayor área superficial por unidad de volumen y se sedimentan lentamente, mientras que partículas arenosas se sedimentan más rápidamente (Ortiz y Ortiz, 1980). Estos valores de sedimentación son explicados mediante la ley de Stokes, que indica que la velocidad de caída de las partículas es directamente proporcional al cuadrado del radio de las partículas esféricas (Porta *et al.*, 2011). La combinación entre porcentajes de componentes determina la clase textural (Figura 1.6), de acuerdo a los límites que ha establecido el USDA (*United States Department of Agriculture*).



Figura 3.2 Determinación de textura mediante la metodología establecida por Woerner (1991).

3.4.2 Color

El color es una de las características físicas más sencillas de analizar en los suelos (Ortiz y Ortiz, 1980). Generalmente el color en el suelo se debe a condiciones que estén ocurriendo en la actualidad así como en condiciones pasadas, también tiene relación con el tipo de roca madre, el intemperismo, contenido de materia orgánica, drenaje y aireación (Honorato, 2000; Castellano *et al.*, 2000).

En la descripción se utiliza la carta de color de Munsell, que establece un estándar basándose en el matiz, brillo y la croma (Porta *et al.*, 2011).

3.4.3 pH

El pH se expresa como el logaritmo negativo, base diez, de la actividad del protón ($\text{pH} = -\log [\text{H}^+]$; Sorensen, 1909). Su determinación en el suelo es importante debido a que es una variable limitante para las reacciones químicas (Castellanos *et al.*, 2000). El procedimiento consistió en la medición del parámetro en una mezcla de 10 g de muestra con 20 ml de CaCl_2 0.01M, utilizando un medidor de pH *Corning Pinnacle* modelo 542 pH/Conductivimeter, estandarizado con soluciones buffer de pH 4.01, 7.0 y 10.01 efectuando mediciones por duplicado (Figura 3.3).

De acuerdo al valor de pH, los suelos son clasificados como fuertemente alcalinos (>8.6), medianamente alcalinos (7.4 – 8.5), neutros (6.6 – 7.3), moderadamente ácidos (5.1 – 7.2) ó fuertemente ácidos (< 5.0). Es importante señalar que, el método ha sido recomendado en el estudio de suelos de climas áridos y semiáridos (NOM-021-RECNAT-2000).

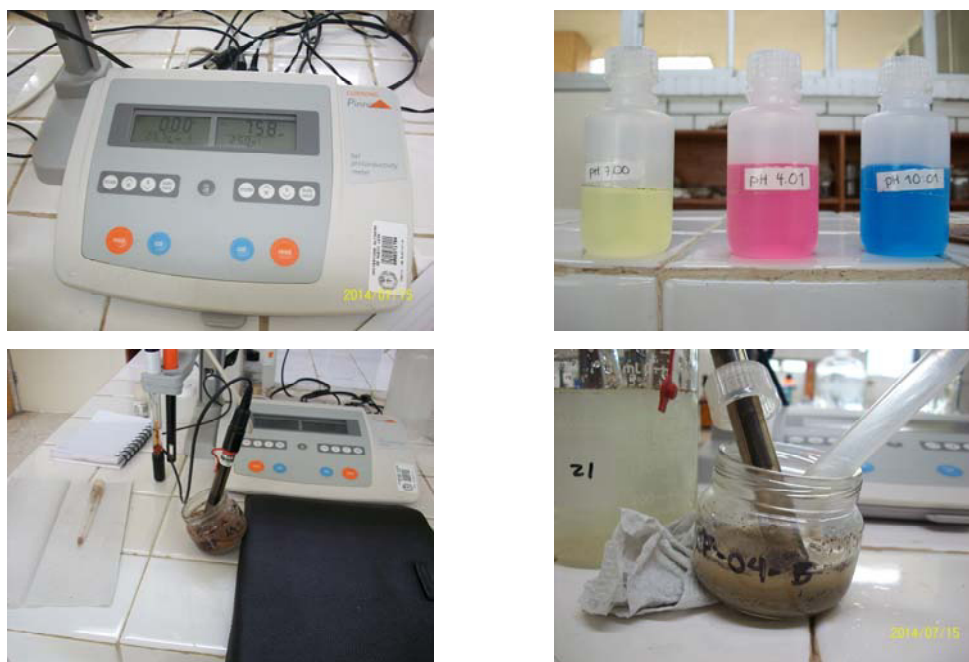


Figura 3.3 Equipo y materiales utilizados en la determinación de pH y Conductividad eléctrica.

Tabla 3.1 Valoración de pH de suelo

PH	CLASIFICACIÓN
> 8.5	Fuertemente alcalino
7.4 – 8.5	Medianamente alcalino
6.6 – 7.3	Neutro
5.1 – 6.5	Moderadamente ácido
< 5.0	Fuertemente ácido

3.4.4 Conductividad Eléctrica

Debido al impacto generado por las actividades agrícolas no controladas, la medición de salinidad del suelo, utilizando como parámetro la conductividad eléctrica se ha constituido en una prioridad de los estudios edafológicos. El parámetro se ha definido como la propiedad física que permite conocer la concentración de sales en una solución de agua – suelo (relación 1:5; Honorato, 2000). En el presente estudio se utilizó un sistema *Corning Pinnacle* modelo *542 pH/Conductivimeter* (Figura 3.3), el cual fue calibrado utilizando soluciones estándar de KCl 0.1 M ($12,880 \mu\text{S cm}^{-1}$) y 0.01 M ($1,413 \mu\text{S cm}^{-1}$).

Tabla 3.2 Valoración de conductividad eléctrica en el suelo

CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA EN mS cm^{-1}	SALINIDAD
< 500	Muy escasa
500 – 1000	Escasa
1000 – 2000	Moderada
2000 – 4000	Alta
> 4000	Extrema

3.4.5 Determinación del contenido de materia orgánica

Aunque no existe una definición exacta, diversos autores llaman materia orgánica o humus a la parte orgánica de origen vegetal, la cual tiene influencia directa sobre las propiedades físicas y químicas del suelo (Navarro *et al.*, 1995; Gros y Domínguez, 1992). Debido a sus propiedades quelatantes, ha sido comúnmente asociada al contenido de nitrógeno, fósforo y azufre, así como a la disponibilidad de hierro, magnesio, cobre y zinc (Castellanos *et al.*, 2000).

Para determinar el contenido de materia orgánica se utilizó la metodología modificada de Walkley y Black (1934). El procedimiento se basa en la oxidación incompleta de 0.5 g de muestra con una mezcla de $K_2Cr_2O_7 - H_2SO_4$ (25 ml:25 ml) y su posterior titulación con una solución de $FeSO_4$ 0.4 N, utilizando ferroína como indicador de óxido-reducción (Figura 3.4). En la Tabla 3.1 se presenta la clasificación de los suelos en función de los contenidos de carbono orgánico y su textura (Woerner, 1991).

Tabla 3.3 Clasificación del contenido de Carbono orgánico de acuerdo a su textura de suelo.

CONTENIDO DE C ORGÁNICO	CONTENIDO DE C ORGÁNICO EN % SUELO		
	Arenosos	Francos	Arcillosos
Muy escaso	< 0.25	< 0.50	< 0.75
Escaso	0.25 – 0.50	0.50 – 0.75	0.75 – 1.00
Mediano	0.50 – 0.75	0.75 – 1.50	1.00 – 2.00
Alto	0.75 – 1.50	1.50 – 2.50	2.00 – 4.00
Muy alto	> 1.50	> 2.50	> 4.00



Figura 3.4 Prueba para medir el % de materia orgánica.

3.4.6 Análisis elemental para contenido total de C - Scheibler-Finkener

El ion carbonato está presente en los suelos formando compuestos con elementos alcalinotérreos (CaCO_3 , $\text{CaCO}_3\text{MgCO}_3$). La metodología para su determinación requiere el uso de un calcímetro, el cual mide el desplazamiento del volumen de CO_2 desprendido del suelo al titularlo con una solución acuosa de HCl al 10% (Schlichting y Blume, 1966; Woerner, 1989).

Tabla 3.4 Valoración de contenido de carbonatos totales en %

CONTENIDO DE CARBONATOS TOTALES EN %	
< 0.5	Muy escaso
0.5 – 2.0	Escaso
2.0 – 10.0	Frecuente
10.0 – 25.0	Abundante
25.0 – 50.0	Muy abundante
> 50.0	Extremo

3.5 Análisis mineralógico

El arreglo de minerales presente en los materiales bajo estudio se efectuó por medio de un análisis petrográfico en lámina delgada (roca) y de un análisis de difracción de rayos-X (roca y suelo).

3.5.1 Análisis petrográfico

Por medio de una cortadora con disco diamantado, se prepararon bloques de 3 cm × 2 cm × 2 cm. A continuación las muestras fueron lavadas para eliminar residuos y una de sus caras fue pulida sobre un disco giratorio con ayuda de agua y polvo abrasivo de carburo de silicio No. 400, hasta obtener una superficie lisa y libre de marcas. Posteriormente, la superficie pulida fue adherida a un vidrio porta-objetos, con ayuda de una resina epóxica Korapox 439. El bloque, por la parte adherida al vidrio, se cortó dejando un espesor de ~1 mm. La parte resultante fue nuevamente pulida hasta obtener un espesor de ~30 μm , el cual es controlado por la evaluación del color de interferencia de

cuarzo. La textura y el tipo de minerales se determinó utilizando un microscopio de luz transmitida Leica de la Facultad de Ciencias de la Tierra.

3.5.2 Análisis por difracción de rayos-X

Por otra parte, se efectuó la identificación del arreglo de minerales por medio de difracción de rayos-X para las muestras de suelo y roca. Los patrones se obtuvieron en un difractómetro Siemens 5000 con un ánodo de cobre ($\text{CuK}\alpha = 1.5418 \text{ \AA}$) en un intervalo de $2\theta = 5\text{-}60^\circ$ y a una velocidad de barrido de $2^\circ/\text{min}$. La interpretación de los patrones generados se efectuó por comparación con aquellos reportados por el *Joint Committee on Powder Diffraction Standards* (JCPDS). El instrumento se encuentra instalado en el Departamento de Física Aplicada, CINVESTAV – Instituto Politécnico Nacional (Unidad Mérida) (Figura 3.5).



Figura 3.5 Preparación de muestras para difracción de rayos-X y análisis mineralógico obtenidos en el Departamento de Física Aplicada, CINVESTAV – Instituto Politécnico Nacional, Unidad Mérida.

3.6 Análisis químico

Las muestras de roca, suelo y vegetación fueron preparadas para determinar la composición de elementos traza por medio de un método de espectrometría de masas de analizador cuadrupolar con plasma acoplado por inducción (Q-ICP-MS). Este equipo se encuentra instalado en el Centro de Geociencias, UNAM (Juriquilla, Qro.). La espectrometría de masas es un método que se basa en la ionización inicial de los átomos presentes en la muestra. Las especies generadas se transportan y se separan de acuerdo a su relación carga/masa dentro de un sistema de deflexión magnética (Velasco-Tapia y Verma, 1996).

Las muestras de roca fueron trituradas en un molino de ágata hasta alcanzar un tamaño de malla 200. Por otra parte, las muestras de suelo y vegetación fueron calcinadas en una mufla a 600°C entre 15 y 30 minutos. Se estableció la pérdida en peso como resultado del proceso de calcinación.

Previo al análisis ICP-MS, las muestras fueron atacadas con una solución de HF concentrado, en contenedores de teflón, hasta obtener un residuo naranja. Este fue disuelto por medio de HCl concentrado y agua ultra-pura. La solución resultante fue analizada para sus contenidos de elementos traza en un equipo Q-ICP-MS Thermo ICap Qc, equipado con una celda de colisión/reacción (He, N₂, NH₃ y O₂) para reducir interferencias espectrales. El método ha sido calibrado utilizando diversos materiales de referencia geoquímica.

3.7 Generación de archivos

La información generada durante las actividades efectuadas en campo y laboratorio fueron almacenadas en una base de datos de formato Excel 2011, que consta de tres módulos: (a) datos edafológicos, (b) datos mineralógicos y (c) datos geoquímicos. Por otra parte, el material fotográfico (con formato *.jpg) y difractogramas (con formato *.eva y *.raw), relacionado al desarrollo de este trabajo, fue guardado en una carpeta adicional.

3.8 Reporte de resultados y análisis de información

A partir de la información recopilada durante el desarrollo de la tesis, se elaboraron tablas y figuras. Se estableció un formato de descripción detallada de cada perfil de suelo. A esta información se le añadieron los datos generados a través de la caracterización edafológica clásica. A continuación se reportaron los resultados del análisis mineralógico y la información geoquímica para cada una de las muestras estudiadas. Finalmente, se elaboró un modelo conceptual a fin de explicar las características distintivas de cada uno de los perfiles estudiados, considerando el marco geológico-climático-forestal.

CAPÍTULO 4 – RESULTADOS

4.1 Perfil FCF

4.1.1 Ubicación y marco climático-geológico-forestal

El primer perfil fue realizado dentro de las instalaciones de la Facultad de Ciencias Forestales, UANL, en el área conocida como “El Silo” (coordenadas UTM: 14R0446874; 2741499; altitud = 380 msnm) y se registró con la clave FCF (Figura 4.1). El sitio se ubica en una región con un clima semicálido subhúmedo ((A) Cx'a (e)), con temperaturas medias de 22-25°C. Las precipitaciones más importantes se registran en septiembre (50 – 100 mm).

El afloramiento se ubica en una topografía de ladera con pendiente suave. La estratificación de suelo se desarrolla a partir de la Formación Méndez (Cretácico Superior) que ocurre en forma de estratos de lutita carbonatada gris de delgados a medianos (espesor = 10-30 cm), los cuales presentan un intemperismo intenso.

El análisis de difracción de rayos-X indica un arreglo mineralógico en la lutita con cuarzo (SiO_2 , 42.47%) + calcita (CaCO_3 , 39.15%) + albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, 10.93%) + montmorillonita ($\text{Ca}[\text{Al},\text{Mg}]_2\text{SiO}_{10}[\text{OH}]_2$, 7.45%) (Figura 4.2). El análisis petrográfico revela una roca de textura pelítica con granos de limonita (hidróxido de hierro) con una orientación incipiente, la cual incluye algunos fósiles (Figura 4.3).

La comunidad vegetal presente en la localidad corresponde al matorral sub montano, en dónde las principales especies encontradas son la *Karwinskia humboldtiana* (coyotillo), *Celtis palida* (granjeno), *Acacia rigidula* (chaparro prieto), *Leucophyllum frutescens* (cenizo), *Acacia farnesiana* (huizache), *Prosopis laevigata* (mezquite) y *Castela tortuosa* (chaparro amargoso), con alturas de 15-40 cm que corresponden a vegetación mayormente arbustiva con una cobertura de ~70%.

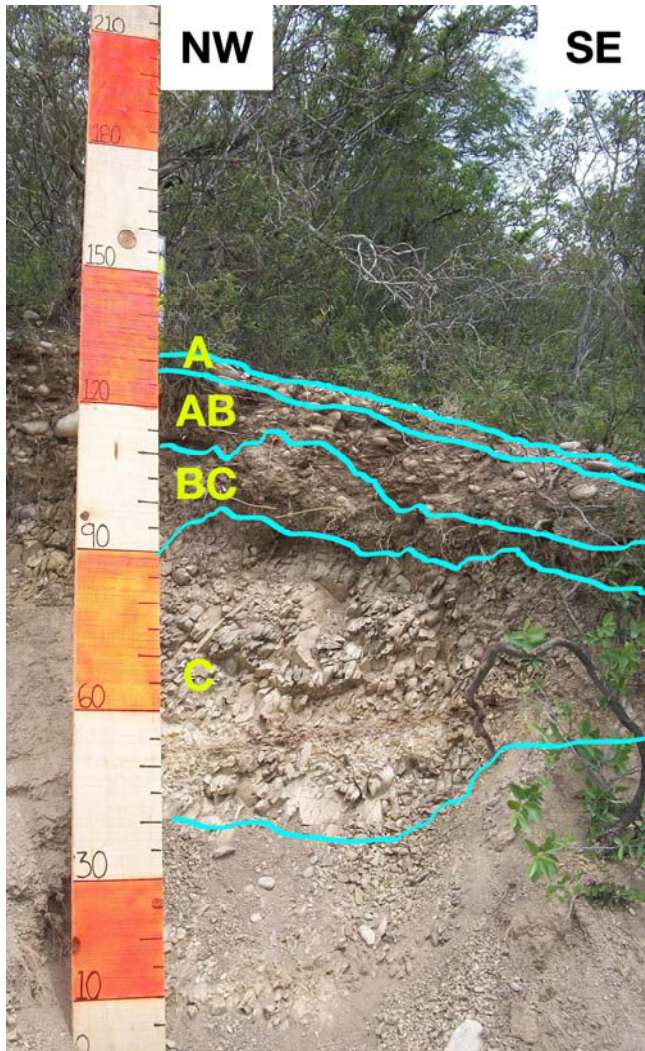


Figura 4.1 (a) Perfil FCF (Litosol), en el que se muestran los diferentes estratos de diagnóstico BC, AB y A y el horizonte C que corresponde a la roca madre; (b) Material parental (lutita) proveniente de la Formación Méndez (Cretácico Superior).

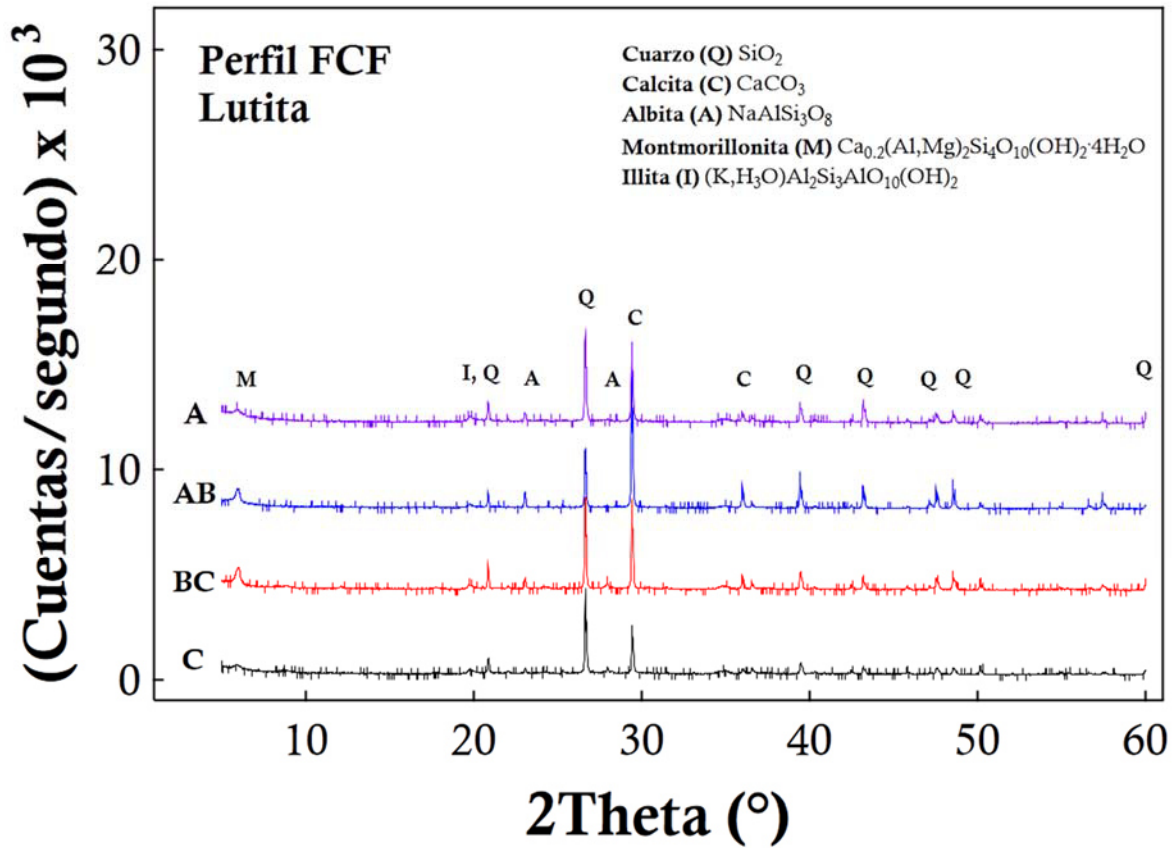


Figura 4.2 Difractograma FCF. XRD: Difractómetro Siemens 5000; Radiación $\text{CuK}\alpha$, $\lambda = 1.5418 \text{ \AA}$; Barrido: 5-60 $^\circ$; Velocidad: 2 $^\circ$ /min.



Figura 4.3 Lámina FCF (20x; NX). Lutita calcárea con textura pelítica, con algunos granos de limonita.

4.1.2 Descripción de perfil edafológico

El perfil de suelo se desarrolla a partir de la Formación Méndez e incluye tres horizontes de diagnóstico: BC, AB y A (Figura 4.1 y 4.4). El horizonte BC presenta un espesor de 0.1 m, hasta el contacto con la roca madre. La coloración presente es café amarillenta (Escala Munsell: 2.5 Y 7/4) y muestra una textura arcillosa. El estrato se caracteriza por un pH ligeramente básico (7.7) y una conductividad eléctrica de 68.2 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La mineralogía del horizonte es similar a la roca madre, sin embargo, se muestra un aumento en la cantidad de montmorillonita. El contenido de carbonatos totales es de 30%, mientras que la materia orgánica es de 0.1 – 0.2 %.

El horizonte AB, que sobreyace al estrato BC, tiene un espesor de 0.1 m. Su coloración es café amarillenta (Escala Munsell: 10 YR 6/4) y presenta una textura franco arcillosa. Su pH es ligeramente básico (7.6) y tiene una conductividad eléctrica de 85 $\mu\text{S}/\text{cm}$. El análisis de este estrato indica una disminución en el contenido de montmorillonita y la desaparición de albita en relación al estrato BC. El contenido de carbonatos es de 52 – 54 % y el de materia orgánica es de 3 – 4%.

La capa superficial corresponde a un horizonte tipo A de ~0.1 m de espesor, con textura franco arcillosa y una coloración café (Escala Munsell 10YR 5/3). Presenta un pH ligeramente básico (7.5) y una conductividad eléctrica de 54 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La mineralogía presente es comparable con la del estrato anterior. Los carbonatos alcanzan una concentración de 27% y el contenido de materia orgánica 0.9%.

De acuerdo con las características mineralógicas y químicas, el perfil de suelo FCF puede ser considerado como un litosol (INEGI, 2009).

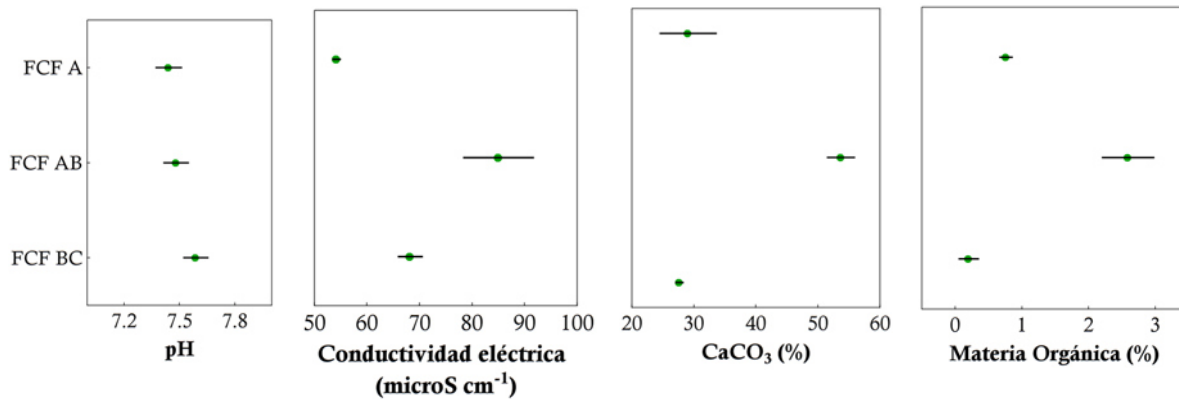


Figura 4.4 Perfil FCF. Gráficas que muestran la variación entre los distintos horizontes de los parámetros pH, conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$), materia orgánica (%) y CaCO₃ (%) (Tabla 4.5).

4.2 Perfil BIOD

4.2.1 Ubicación y marco climático-geológico-forestal

El segundo perfil edafológico fue levantado en la carretera Montemorelos-Rayones, en las cercanías del Bioparque Estrella (coordenadas UTM: 14R0401333; 2775331; altitud = 1064 msnm) y fue marcado con la clave BIOD (Figura 4.5). El clima es templado subhúmedo (Cb(w1)(i')w"), con una temperatura media de 12 – 18°C. Los principales eventos de lluvia ocurren durante septiembre (140 – 150 mm).

La topografía del área corresponde a una ladera con pendiente elevada, con un punto máximo de altura a aproximadamente tres metros de la carretera. El perfil se desarrolla a partir de horizontes de lutita carbonatada de delgados a medianos (espesor = 20-30 cm) e intercalaciones de margas (espesor = 5-10 cm) provenientes de la Formación Méndez (Cretácico Superior), con un alto grado de intemperismo.

La difracción de rayos-X muestra un arreglo mineralógico de la limolita calcárea caracterizado por cuarzo (SiO₂, 39.10%) + calcita (CaCO₃, 30.87%) + caolinita (Al₂Si₂O₅(OH)₄, 8.20%) + albita (NaAlSi₃O₈, 7.90%) + montmorillonita (Na[Ca,Al]Si₄O₁₀[OH], 7.56%) + illita (2K₂O₃·3MgO·Al₂O₃·24SiO₂·12H₂O, 6.38%)

(Figura 4.6). La petrografía indica que la roca se caracteriza por una matriz arcillosa calcarea que incluye vetillas de calcita muy fina con fragmentos de cuarzo subanguloso (Figura 4.7).

La vegetación corresponde a bosques de Encino, en donde se encuentran algunas especies de *Quercus* spp. (*Quercus virginiana*, *Quercus emory*, *Quercus glandulosa*, etc.) con alturas de 4 – 6 m, con dosel de ~2 m y coberturas de 75 a 85%. Estos especímenes se encuentran también asociados a especies de matorral submontano como *Karwinskia humboldtiana* (coyotillo), *Celtis palida* (granjeno), *Acacia rigidula* (chaparro prieto), *Acacia farnesiana* (huizache), *Prosopis laevigata* (mezquite). La presencia de estas especies es un indicador de que corresponde a un zona de transición, del matorral dominante en la parte baja de la sierra y el bosque de Pino-Encino que aparece conforme aumenta la altitud.

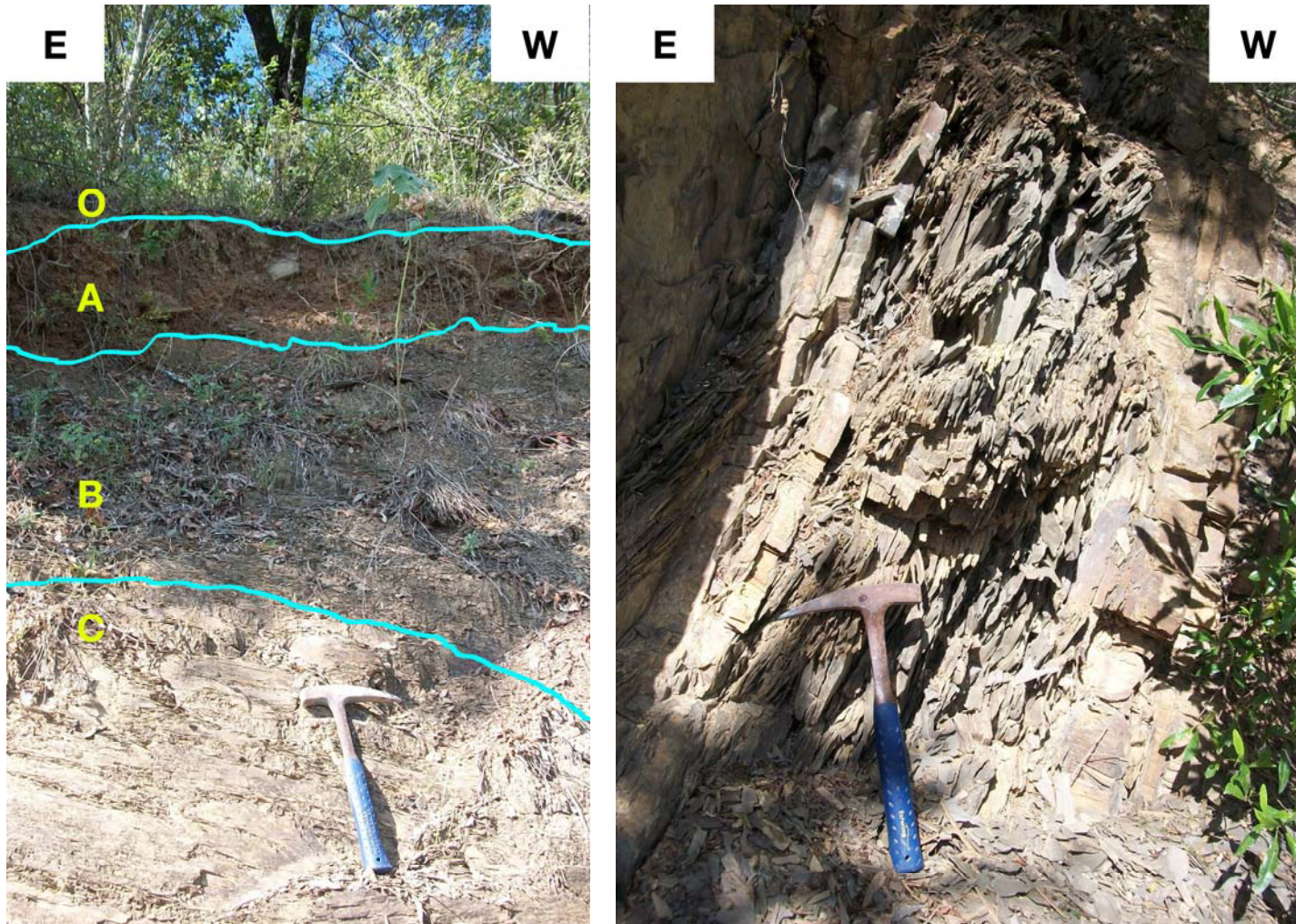


Figura 4.5 (a) Perfil B1O1 (Litosol) en donde se ilustran los horizontes de diagnóstico utilizados en los análisis edafológicos B, A, O; (b) afloramiento de la Formación Méndez (horizonte C) en la parte lateral inferior del perfil edafológico.

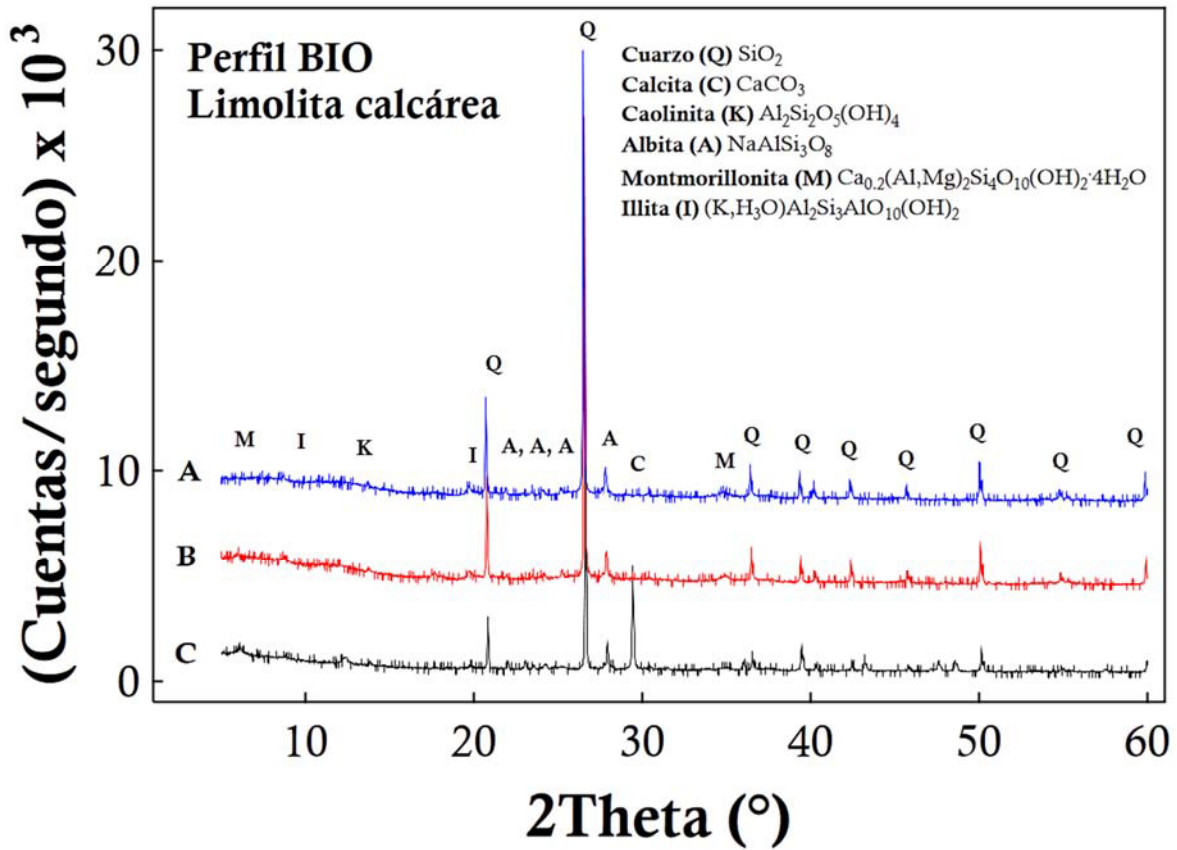


Figura 4.6 Difractograma BIOI. XRD: Difractómetro Siemens 5000; Radiación $\text{CuK}\alpha$, $\lambda = 1.5418 \text{ \AA}$; Barrido: 5-60°; Velocidad: 2°/min.

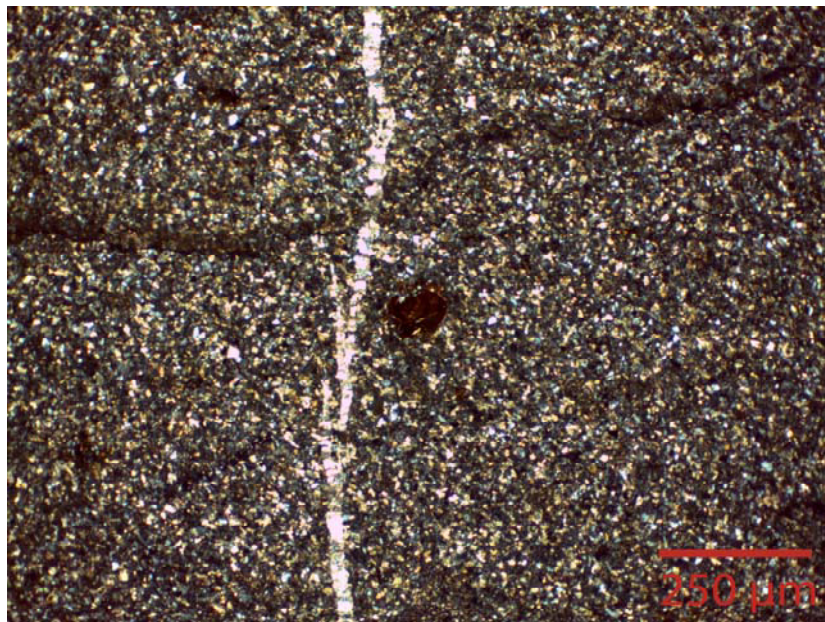


Figura 4.7 Lámina BIOI (10x; NX). Limolita calcárea con vetillas de calcita muy finas, matriz arcillosa carbonatada y presencia de cuarzo.

4.2.2 Descripción de perfil edafológico

Sobreyaciendo a la limolita y a la lutita de la Formación Méndez se desarrolla un perfil compuesto por tres estratos edafológicos: B, A y O (Figura 4.5 y 4.8). El horizonte B tiene un espesor de ~0.6 – 0.7 m hasta el contacto con el material parental y se caracteriza por una coloración parda rojiza (Escala Munsell: 2.5 Y 5/6). Su textura es franco arcillosa. Además, presenta un pH ligeramente ácido (6.1) y una conductividad eléctrica de 145 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La mineralogía presenta algunas variaciones en comparación a la roca madre, ya que desaparecen minerales como la calcita y montmorillonita, disminuye la caolinita y aumenta la albita e illita. El contenido de carbonatos es de 32%, mientras que la materia orgánica es de 1.2 – 1.5%.

Sobre el horizonte B se encuentra uno de tipo A con un espesor de ~0.2 m, el cual muestra una coloración más rojiza (Escala Munsell: 7.5 YR 4/3) y una textura arcillo-limosa. Este horizonte tiene un pH ácido (6.5) y una conductividad eléctrica de 155 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La mineralogía indica una ligera presencia de montmorillonita, así como contenidos semejantes de caolinita e illita y una disminución de la albita. Los carbonatos totales disminuyen hasta un 20% y el contenido de materia orgánica alcanza hasta un 2.5 - 3%.

El horizonte superior (O) cuenta con 0.1 m de espesor, con textura franco-arenosa y una coloración café oscuro (Escala Munsel 5 YR 3/2). De acuerdo a las características y resultados obtenidos se clasificó este perfil edafológico como un vertisol (INEGI, 2009).

Sobre el litosol se desarrollan especímenes de encino (*Quercus* spp.) con un fuste de 4-5 cm y raíces que alcanzan los 10-15 cm de profundidad.

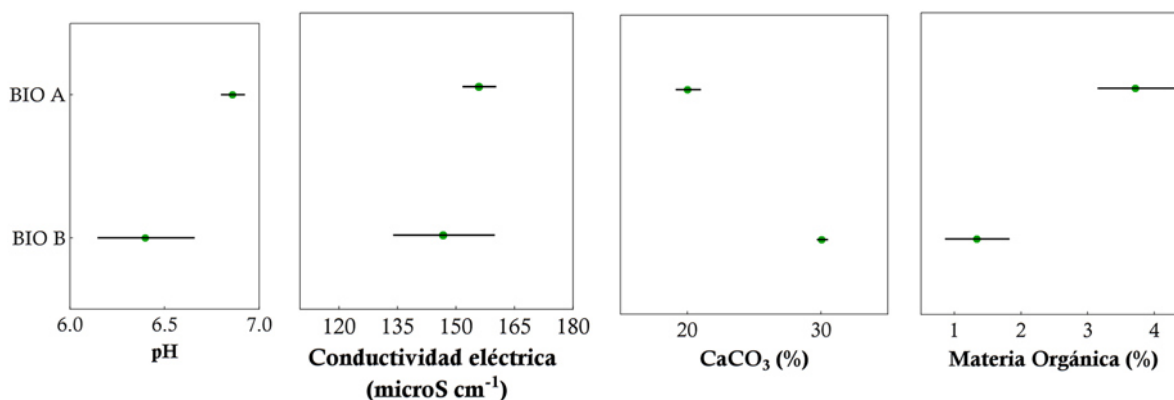


Figura 4.8 Perfil BIOI. Gráficas que muestran la variación entre los distintos horizontes de los parámetros pH, conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$), materia orgánica (%) y CaCO_3 (%) (Tabla 4.5).

En la Tabla 4.1 se reporta la composición química en elementos traza (en ppm; excepto P_2O_5 y TiO_2 en %peso) para las muestras BIOILUT (roca madre), BIOI03 (horizonte B), BIOI04 (horizonte A) y BIOIRAIZ (raíz de *Quercus* spp.). En el caso del análisis de la muestra BIOIRAIZ, cabe señalar que se partió de 30 g de raíz descortezada y deshidratada. La muestra se incineró generando ~5 – 7 g de ceniza, la cual fue el objeto de análisis ICP-MS.

El análisis químico incluyó la determinación de elementos traza con diferentes características geoquímicas (Rollinson, 1993; White, 2013): (a) LILE: elementos litófilos, que presentan cargas iónicas pequeñas (+1, +2) y radios iónicos grandes (1.2 – 1.8 Å), (b) HFSE: elementos de campo electrostático fuerte, que se caracterizan por mostrar cargas iónicas grandes (+4 a +6) y radios iónicos pequeños (0.7 – 1.1 Å), (c) REE: elementos lantánidos o de las tierras raras que presentan cargas iónicas (+3) y radios iónicos (0.8–1.2 Å) intermedios con respecto a los grupos LILE y HFSE, (d) 1^a ST: metales de la primera serie de transición, (e) 2^a 3^a ST: metales de las 2^a y 3^a serie de transición y (f) SV: elementos semi – volátiles.

Tabla 4.1 Composición de elementos traza (en ppm; excepto P₂O₅ y TiO₂ en %peso) en las muestras colectadas del perfil BIOI (Montemorelos, N.L.)

ELEMENTOS	CLASIFICACIÓN	BIOILUT	BIOI03	BIOI04	BIOIRAIZ
Li	LILE	55	53	45	3.7
Be	SV	1.0	2.1	2.0	0.1
B	SV	27	74	65	111.8
P ₂ O ₅	SV	0.20	0.11	0.14	0.9
Sc	1ª ST	9.2	14	12	
TiO ₂	HFSE	0.50	0.96	0.99	0.03
V	1ª ST	96	147	134	1.6
Cr	1ª ST	45	58	53	7.6
Co	1ª ST	11	13	14	1.7
Ni	1ª ST	31	29	26	13
Cu	1ª ST	15	30	28	31
Zn	1ª ST	106	107	118	108
Ga	SV	12	20	18	0.1
Rb	LILE	39	99	103	9.4
Sr	LILE	344	97	91	458
Y	REE	18	22	20	0.06
Zr	HFSE	85	150	142	4.9
Nb	HFSE	7.5	17	19	0.4
Mo	2ª 3ª ST	2.1	1.1	1.2	0.9
Sn	SV	1.5	2.3	2.5	0.7
Sb	SV	0.68	1.0	1.8	0.2
Cs	LILE	2.7	7.3	7.2	0.2
Ba	LILE	186	294	296	52
La	REE	18	28	30	0.5
Ce	REE	38	65	70	1.2
Pr	REE	4.5	6.8	7.1	0.1
Nd	REE	17	25	25	0.7
Sm	REE	3.9	4.8	4.5	0.1
Eu	REE	1.2	1.0	0.93	0.04
Tb	REE	0.56	0.66	0.60	0.01
Gd	REE	3.8	4.2	3.8	0.2
Dy	REE	3.2	3.9	3.6	0.03
Ho	REE	0.60	0.80	0.74	0.02
Er	REE	1.6	2.3	2.1	
Yb	REE	1.6	2.3	2.2	
Lu	REE	0.24	0.34	0.32	0.005
Hf	HFSE	2.2	4.2	4.0	0.02
Ta	HFSE	0.55	1.2	1.3	0.01
W	2ª 3ª ST	0.57	1.1	1.2	0.1
Tl	SV	0.25	0.58	0.57	0.02
Pb	SV	13	17	37	2.8
Th	HFSE	5.3	11	12	0.3
U	REE	1.6	3.3	3.4	0.06

4.3 Perfil BIO-II

4.3.1 Ubicación y marco climático-geológico-forestal

El tercer perfil levantado se ubica en la carretera Montemorelos-Rayones, a 2 km al NW del Bioparque Estrella (coordenadas UTM: 14R0401333, 2775331; altitud = 1166 msnm) y fue marcado con la clave BIO-II (Figura 4.9). El clima en esta localidad es templado subhúmedo (Cb(w1)(i')w"), con una temperatura media de 12–18°C. Las principales precipitaciones ocurren en septiembre (140 – 150 mm).

La topografía del sitio corresponde a una ladera con pendiente elevada, donde su punto más alto se presenta a aproximadamente cinco metros de la carretera. El perfil de suelo se desarrolla a partir de la transición de las Formaciones San Felipe - Méndez (Cretácico Superior), la cual ocurre en estratos grises de una lutita de delgados a medianos (espesor = 10-30 cm), intercalados con horizontes ocres de lutita a arenisca de grano fino (espesor = 5-10 cm). Los estratos muestran un alto grado de intemperismo.

La difracción de rayos-X indica un arreglo mineralógico y abundancias en una arenisca de San Felipe con cuarzo (SiO₂, 49.38%) + anortoclasa ([Na, K][Si₃Al]O₈, 16.80%) + albita (NaAlSi₃O₈, 13.35%) + montmorillonita (Ca[Al,Mg]₂SiO₁₀[OH]₂, 7.95%) + calcita (CaCO₃, 6.44%) + illita ([K, H₃O⁺]Al₂Si₃AlO₁₀[OH]₂, 6.1%) (Figura 4.10). El análisis petrográfico revela una textura de tipo arenisca calcárea, con granos gruesos de cuarzo, plagioclasa, mica, muscovita, circón y biotita, así como litoclastos oxidados (Figura 4.11).

La vegetación que ocurre en esta zona corresponde a bosques de Pino – Encino, en donde predominan las especies *Pinus pseudostrobus*, *Pinus arizonica*, *P. Cembroides* y *Quercus* spp. con alturas de 18 - 22 m, con dosel de ~2 m y coberturas de 75 a 85%. Estos especímenes se encuentran también asociados a madroños (*Arbutus* spp.) y agaves (*Agavaceae* spp.) Además, en las zonas de ladera y planicies se presentan distintas especies de arbustos y matorrales.

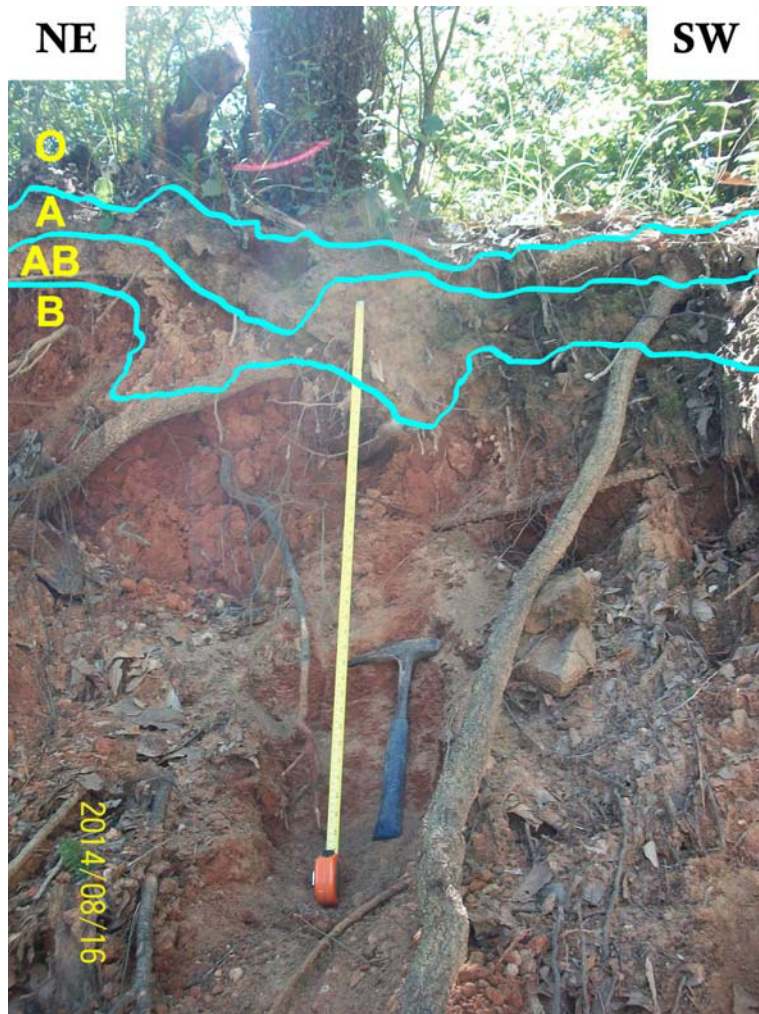


Figura 4.9 (a) Perfil BIOII (Rendzina), que incluye los horizontes diagnóstico B, AB, A y O. (b) Roca madre (C), marga calcarea de la Formación San Felipe (Cretácico Superior).

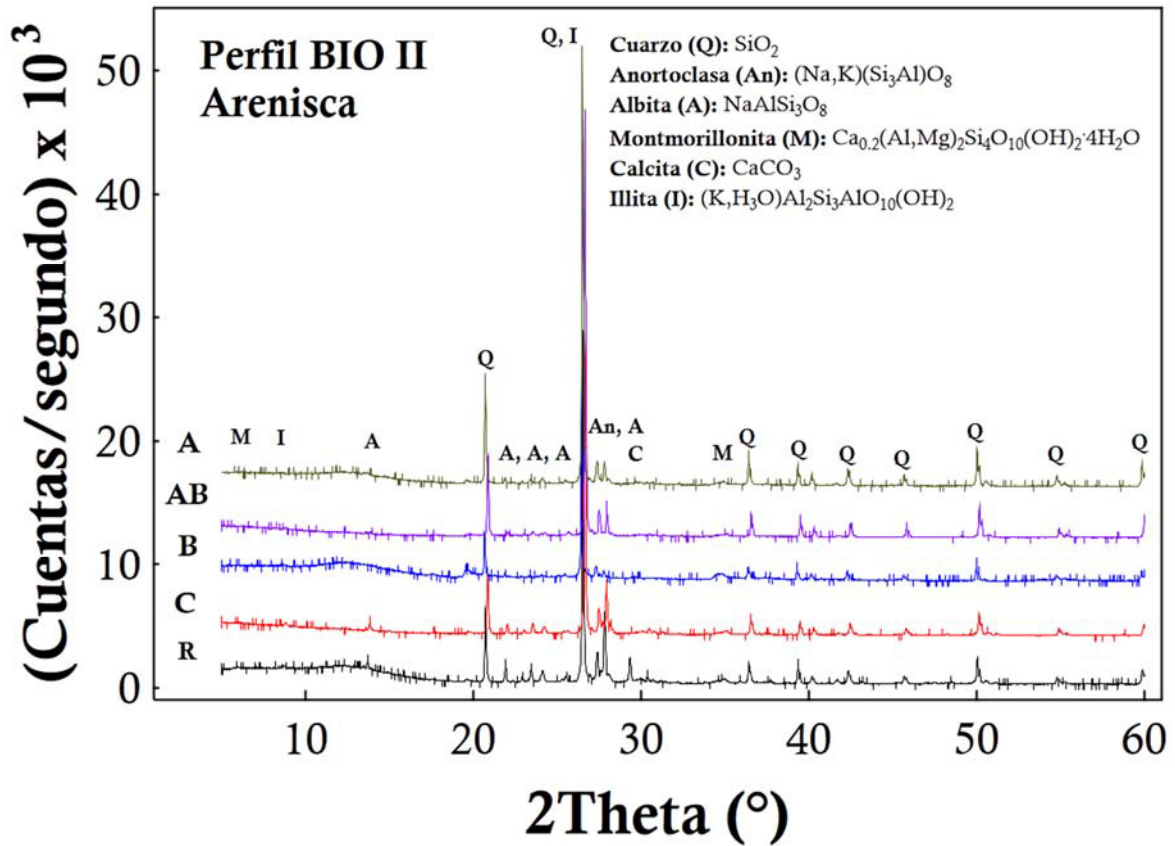


Figura 4.10 Difractograma BIO-II. XRD: Difractómetro Siemens 5000; Radiación $\text{CuK}\alpha$, $\lambda = 1.5418 \text{ \AA}$; Barrido: 5-60°; Velocidad: 2°/min.

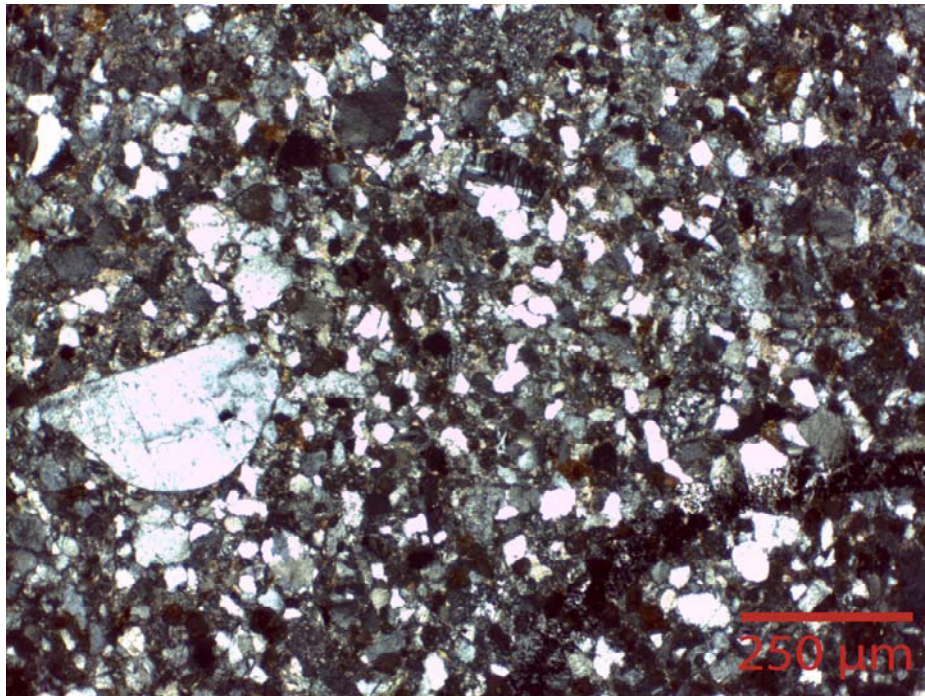


Figura 4.11 Lámina BIOII (20x; NX). Arenisca con plagioclasa y cuarzo.

4.3.2 Descripción de perfil edafológico

Sobre las areniscas y lutitas de grano fino de San Felipe se desarrolla un perfil conformado por cuatro horizontes edafológicos: B, AB, A y O (Figuras 4.9 y 4.12). El horizonte B tiene un espesor de ~4.0 m hasta el contacto con la roca madre. Presenta una coloración rojiza intensa (Escala Munsell: 5 YR 5/6) y muestra una textura arcillo-limosa. Sus características físicas se complementan con un pH ácido (4.7-5.0) y una conductividad eléctrica de 20 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La mineralogía del estrato es similar a la de la roca madre, aunque la albita y la anortoclasa disminuyen para dar lugar a la generación de illita. El contenido de carbonatos totales alcanza un 27%, mientras que la materia orgánica representa un 1.8 - 2.0%.

Al horizonte B le sobreyace uno de tipo AB de ~0.2 m, con una coloración más opaca (Escala Munsell: 7.5 YR 4/3) y una textura arcillo-limosa. Este horizonte presenta un pH ligeramente básico (7.5-8.0) y una conductividad eléctrica de 25-30 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La mineralogía del horizonte AB se caracteriza por una disminución en la concentración de illita, con respecto al horizonte B, con un pequeño incremento de anortoclasa y albita. Los carbonatos totales se incrementan hasta un 37-40% y la materia orgánica se concentra con un 2.5-2.9%.

Sobre el estrato AB se encuentra un horizonte tipo A con 0.2 – 0.3 m, el cual muestra una coloración ocre rojiza (Escala Munsell: 7.5 YR 4/4) y una textura arcillo-limosa. El horizonte tiene un pH de 6.5 y una conductividad eléctrica de 90-100 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La mineralogía observada en el horizonte A es similar a los que le subyacen, aunque con un incremento de illita y montomorillonita. El estrato muestra un alto contenido de carbonatos (35%) y materia orgánica (5.8-6.0%).

El perfil se completa con un horizonte O de 0.1 m de espesor, de textura franco-arcillosa y un color café oscuro (Escala Munsell: 5 YR 3/2). De acuerdo a las características físicas observadas en el suelo, éste perfil puede ser clasificado como Rendzina (INEGI, 2009).

Sobre este suelo se desarrollan especímenes de encino, los cuales muestran un fuste de 5-6 cm y un raíz somera de 5-10 cm de profundidad.

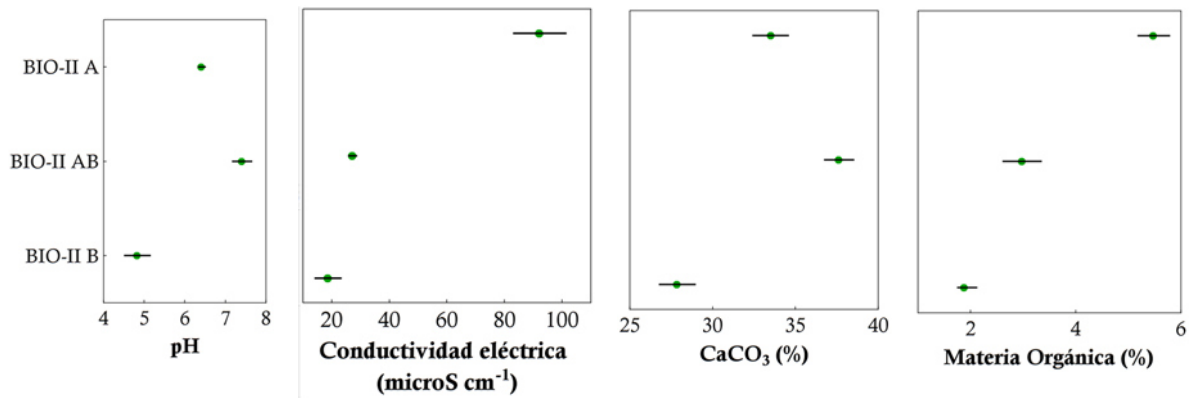


Figura 4.12 Perfil BIO II. Gráficas que muestran la variación entre los distintos horizontes de los parámetros pH, conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$), materia orgánica (%) y CaCO₃ (%) (Tabla 4.5).

En la Tabla 4.2 se reporta la composición química en elementos traza (en ppm; excepto P₂O₅ y TiO₂ en %peso) para las muestras BIOIICAL (roca madre), BIOII03 (horizonte B), BIOII05 (horizonte A) y BIOIIIRAIZ (raíz de *Quercus* spp.).

Tabla 4.2 Composición de elementos traza (en ppm; excepto P₂O₅ y TiO₂ en %peso) en las muestras colectadas del perfil BIOII (Montemorelos, N.L.)

ELEMENTOS	CLASIFICACIÓN	BIOIICAL	BIOII03	BIOII05	BIOIIRAIZ
Li	LILE	9	60	16	8
Be	SV	1.0	2.7	0.8	0.10
B	SV	23	60	17	64.6
P ₂ O ₅	SV	0.06	0.05	0.07	1.6
Sc	1ª ST	5	14	2.9	
TiO ₂	HFSE	0.34	0.5	0.40	0.020
V	1ª ST	31	90	30	1.1
Cr	1ª ST	19	50	15	9
Co	1ª ST	2.1	9	3.8	1.5
Ni	1ª ST	8	25	8	30
Cu	1ª ST	7	22	22	39
Zn	1ª ST	43	80	50	70
Ga	SV	10.0	22	8	0.8
Rb	LILE	67	130	70	11
Sr	LILE	71	27	44	190
Y	REE	12	32	10	0.010
Zr	HFSE	60	120	50	6
Nb	HFSE	6	11	8	0.5
Mo	2ª 3ª ST	0.7	1.0	0.8	0.9
Sn	SV	1.0	2.7	1.2	2.0
Sb	SV	0.7	1.4	1.4	0.10
Cs	LILE	1.6	8	2.2	0.30
Ba	LILE	660	800	680	44
La	REE	17	27	14	0.5
Ce	REE	27	70	28	1.3
Pr	REE	3.7	7	3.0	0.07
Nd	REE	14	27	11	0.7
Sm	REE	2.4	5	2.0	0.07
Eu	REE	0.5	1.2	0.5	0.040
Tb	REE	0.32	0.8	0.30	0.010
Gd	REE	2.2	5.0	1.9	0.20
Dy	REE	1.9	5.0	2.0	0.020
Ho	REE	0.41	1.0	0.36	0.020
Er	REE	1.2	3.0	1.0	
Yb	REE	1.3	3.2	1.0	
Lu	REE	0.20	0.5	0.20	0.006
Hf	HFSE	1.6	3.5	1.5	0.030
Ta	HFSE	0.5	0.8	0.7	0.020
W	2ª 3ª ST	0.6	0.8	0.7	0.10
Tl	SV	0.36	0.9	0.5	0.040
Pb	SV	6	19	26	1.1
Th	HFSE	6	10	5	0.36
U	REE	1.1	3.8	1.7	0.07

4.4 Perfil BIO-III

4.4.1 Ubicación y marco climático-geológico-forestal

El siguiente perfil se ubica en la carretera Montemorelos-Rayones (coordenadas UTM: 14R0398769, 2770713; altitud = 1036 msnm) y fue marcado con la clave BIO-III (Figura 4.13). El clima en esta localidad es templado subhúmedo (Cb(w1)(i')w"), con una temperatura media de 12–18°C. Las principales precipitaciones ocurren en septiembre (140 – 150 mm).

La topografía del sitio corresponde a una ladera con pendiente elevada, con el punto más elevado a ~2 m. El perfil de suelo se desarrolla a partir de la Formación Méndez (Cretácico Superior), que se presenta en estratos gruesos de lutita calcárea (espesor = 1.5 – 2m), con un alto grado de intemperismo.

La difracción de rayos-X muestra un arreglo mineralógico y de abundancias en la lutita calcárea (Foto) con cuarzo (SiO₂, 35.55%) + calcita (CaCO₃, 34.41%) + montmorillonita (Na[Ca,Al]Si₄O₁₀[OH], 8.15%) + caolinita (Al₂Si₂O₅(OH)₄, 7.50%) + albita (NaAlSi₃O₈, 7.31%) + illita (2K₂O₃·3MgO·Al₂O₃·24SiO₂·12H₂O, 7.08%) (Figura 4.14). El análisis óptico en lámina delgada indica una textura pelítica con orientación con carbonato disperso (Figura 4.15).

La vegetación que ocurre en esta zona corresponde a matorral submontano, con presencia de algunos individuos de Encino (*Quercus* spp.) de 2 – 4 m, con dosel de ~1 m y coberturas de 55 a 60%. La zona puede ser considerada un área de transición entre el bosque de Encino y el matorral submontano, debido a la presencia de especies como *Agave lechuguilla* (lechuguilla) *Acacia rigidula* (chaparro prieto), *Acacia berlandieri* (guajillo), *Hellieta parvifolia* (barreta), *Schaefferia cuneifolia* (capul o panalero), así como una amplia variedad de gramíneas.

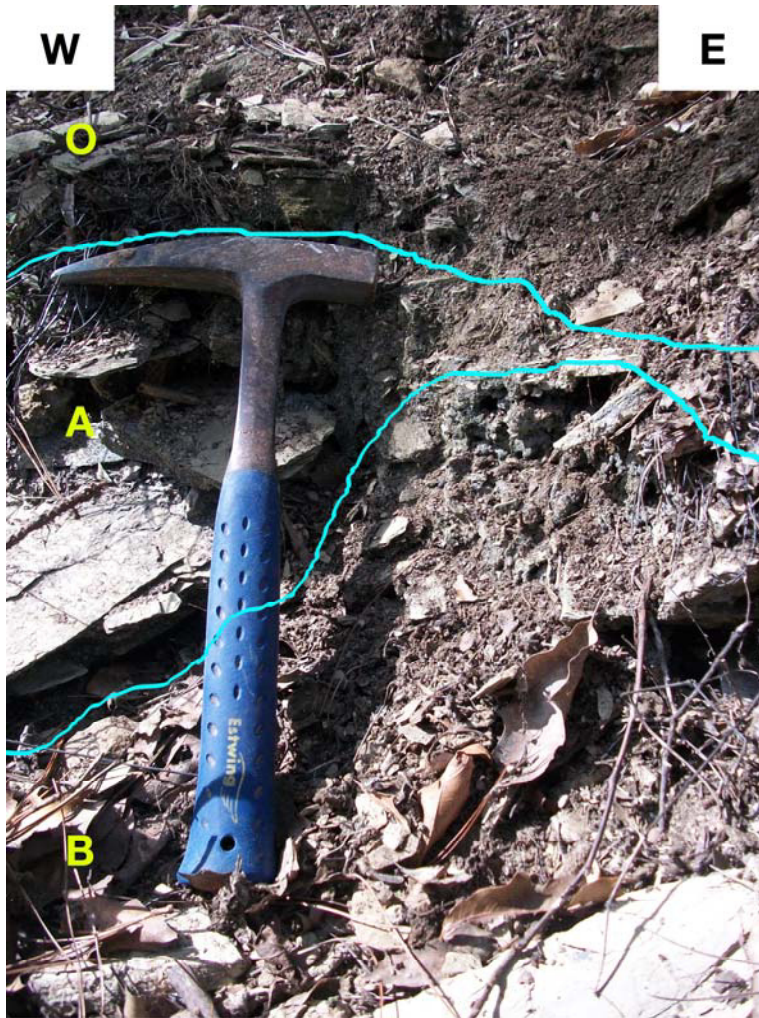


Figura 4.13 (a) Perfil BIO III (Litosol) en donde se muestran los horizontes de diagnóstico B, A y O; (b) material parental conformado por la Formación Méndez (Cretácico Superior).

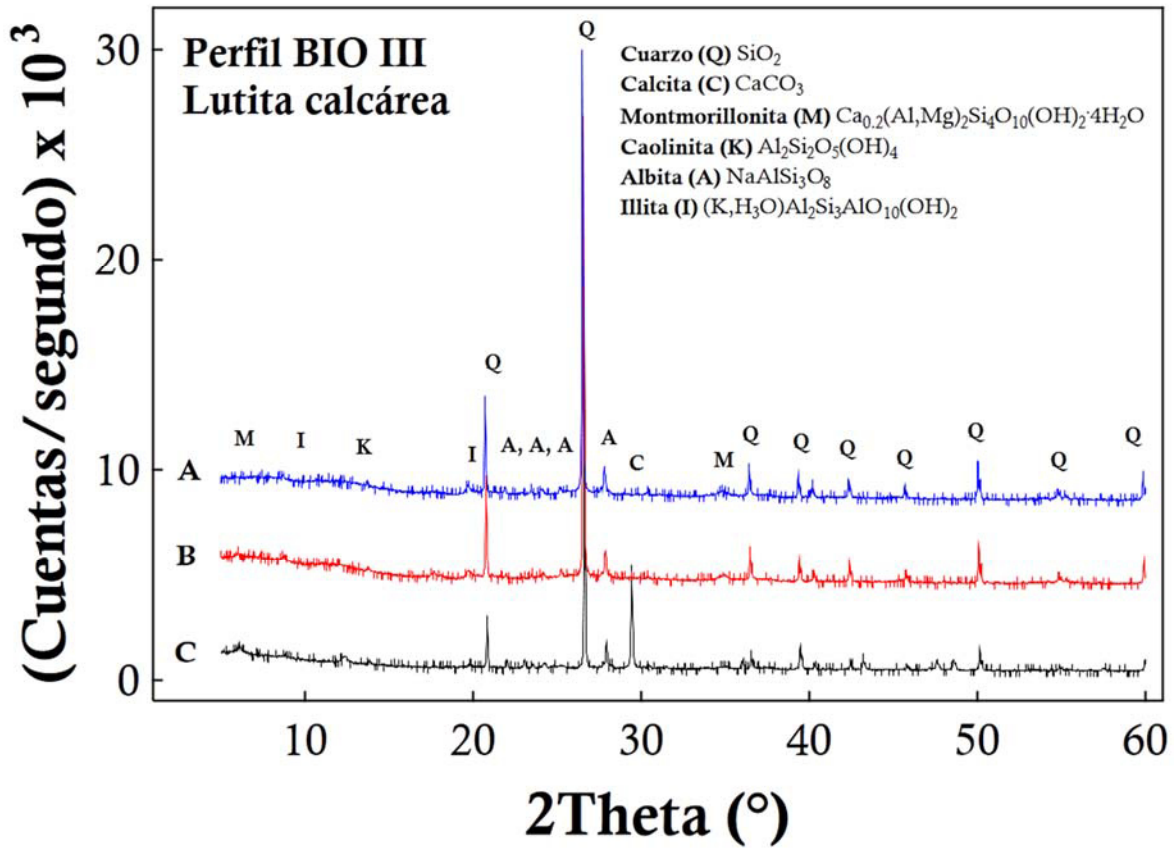


Figura 4.14 Difractograma BIO III. XRD: Difractómetro Siemens 5000; Radiación $\text{CuK}\alpha$, $\lambda = 1.5418 \text{ \AA}$; Barrido: $5\text{-}60^\circ$; Velocidad: $2^\circ/\text{min}$.



Figura 4.15 Lámina BIOIII (20x; NX). Lutita calcárea con material arcilloso orientado.

4.4.2 Descripción de perfil edafológico

El perfil edafológico se ha desarrollado a partir lutita calcárea perteneciente a la Formación Méndez y cuenta con tres horizontes de diagnóstico pobremente desarrollados: B, A y O (Figuras 4.13 y 4.16). El horizonte tipo B tiene un espesor de ~0.2 m para después hacer contacto con el material parental. Este horizonte presenta una coloración café oscuro (Escala Munsell: 2.5Y 4/2) con una textura franco-arcillosa, además, su pH es básico (7.5) y su conductividad eléctrica es de 107 S/cm. El arreglo mineralógico muestra una desaparición de caolinita y la aparición de illita. El contenido de carbonatos es de 28-30% y la materia orgánica presente es de 1 - 1.5%.

El siguiente horizonte es de tipo A y tiene una profundidad de ~0.1 m, el cual muestra una coloración y textura semejantes al de tipo B. Este horizonte tiene un pH de neutro a ligeramente básico (7.0 - 7.2) y una conductividad eléctrica de 195 μ S/cm. La mineralogía indica la desaparición de illita y una disminución en el contenido de albita. Los carbonatos totales disminuyen hasta un 22% y la materia orgánica alcanza un 2%.

El estrato superior corresponde a un tipo O que tiene 0.1 m de espesor, con textura franca y una coloración ligeramente más oscura (Escala Munsell: 2.5Y 3/3). De acuerdo a las características físicas observadas en el perfil, este se clasifica como un litosol (INEGI, 2009).

Sobre el litosol se desarrollan especímenes de *Quercus* spp. relativamente jóvenes, con fuste de 5-6 cm y profundidad de alrededor de 10 cm.

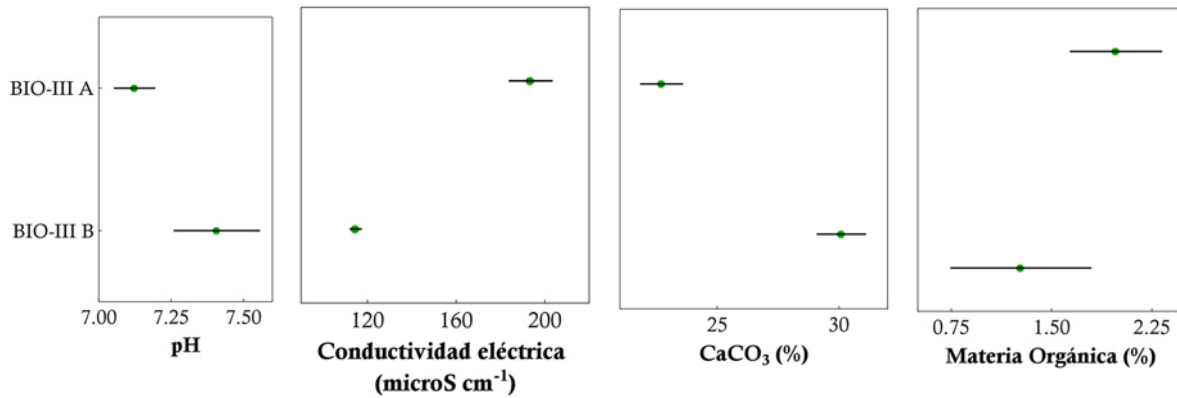


Figura 4.16 Perfil BIOIII. Gráficas que muestran la variación entre los distintos horizontes de los parámetros pH, conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$), materia orgánica (%) y CaCO₃ (%) (Tabla 4.5).

En la Tabla 4.3 se reporta la composición química en elementos traza (en ppm; excepto P₂O₅ y TiO₂ en %peso) para las muestras BIOIII (roca madre), BIOIII02 (horizonte B), BIOIII03 (horizonte A) y BIOIIIRAIZ (raíz de *Quercus* spp).

Tabla 4.3 Composición de elementos traza (en ppm; excepto P₂O₅ y TiO₂ en %peso) en las muestras colectadas del perfil BIOIII (Rayones, N.L.)

ELEMENTOS	CLASIFICACIÓN	BIOIIILUT	BIOIII02	BIOIII03	BIOIIIRAIZ
Li	LILE	31.4	32	31	2.6
Be	SV	2	1.8	1.8	0.2
B	SV	59	63	79	49
P ₂ O ₅	SV	0.2	0.2	0.2	1.0
Sc	1ª ST	14	14	12	
TiO ₂	HFSE	0.7	0.6	0.7	0.02
V	1ª ST	157	150	151	
Cr	1ª ST	72	65	65	6
Co	1ª ST	9.1	13	9.4	1.0
Ni	1ª ST	34	31	30	6.7
Cu	1ª ST	29	28	25	13
Zn	1ª ST	127	101	108	30
Ga	SV	19	17	17	0.1
Rb	LILE	119	108	103	22
Sr	LILE	324	439	332	28
Y	REE	22	21	16	8.5
Zr	HFSE	129	101	104	4.5
Nb	HFSE	11	9.8	10	0.4
Mo	2ª 3ª ST	0.8	0.6	0.6	0.7
Sn	SV	2.3	2	2.1	0.6
Sb	SV	0.9	1.0	0.8	0.1
Cs	LILE	7	7	5.7	0.5
Ba	LILE	417	384	326	115
La	REE	22	21	18	6
Ce	REE	46	43	36	5.5
Pr	REE	5.7	5.1	4.2	1.4
Nd	REE	21	20	16	6
Sm	REE	4.1	4.1	3.2	1.2
Eu	REE	0.8	0.9	0.7	0.3
Tb	REE	0.6	0.6	0.5	0.2
Gd	REE	3.8	4	3	1.4
Dy	REE	3.7	3.5	2.8	1.2
Ho	REE	0.8	0.7	0.6	0.2
Er	REE	2.2	2	1.7	0.6
Yb	REE	2.3	2	1.7	0.5
Lu	REE	0.35	0.3	0.3	0.07
Hf	HFSE	3.5	2.7	2.9	0.02
Ta	HFSE	0.8	0.7	0.7	0.01
W	2ª 3ª ST	0.8	0.8	0.8	0.1
Tl	SV	0.7	0.7	0.6	0.04
Pb	SV	16	16	14	5.1
Th	HFSE	8	7	6.6	0.3
U	REE	2.4	2.2	2.3	0.1

4.5 Perfil RAY

4.5.1 Ubicación y marco climático-geológico-forestal

El último perfil está ubicado en la carretera Montemorelos-Rayones, a ~2 km de Rayones (coordenadas UTM: 14R0398490, 2772540; altitud = 1052 msnm) y está marcado con la clave RAY (Figura 4.17). El clima se clasifica como templado subhúmedo (Cb(w1)(i')w"), con una temperatura media de 12-18°C. Los eventos de lluvia principales se ubican durante el mes de septiembre (140 – 150 mm).

La topografía es una ladera de pendiente elevada con un pico de elevación máximo de tres metros a partir de la carretera. La litología de la que parte el perfil edafológico corresponde a lutita calcarea de la Formación Méndez (Cretácico Superior), la cual ocurre en estratos gris claro, con estratos medianos (espesor = 20-30 cm). El afloramiento se caracteriza por un alto grado de intemperismo.

De acuerdo al análisis de difracción de rayos-X, el arreglo mineralógico de la lutita calcárea (Foto) incluye calcita (CaCO_3 , 39.05%) + cuarzo (SiO_2 , 25.71%) + montmorillonita-clorita ($\text{Na-Ca-Al-Si}_4\text{O}_{10}\text{-O}$, 12.09%) + illita-esmectita ($\text{K}_{0.78}\text{Mg}_{0.18}\text{Ti}_{0.01}\text{Al}_{2.46}\text{Si}_{3.36}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, 10.02%) + albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, 7.35%) + montmorillonita ($\text{CaMg}_2\text{AlSi}_4(\text{OH})_2\text{H}_2\text{O}$, 5.78%) (Figura 4.18). La roca muestra una textura arcillosa con orientación, que incluye fracturas alineadas en paralelo rellenas de óxido de hierro y algunos fósiles compactados (Figura 4.19).

La vegetación de esta zona es de transición entre matorral submontano y bosque de Encino (*Quercus* spp.). Los individuos de encino presentan alturas de 2 – 4 m, con un dosel de ~1 m y coberturas de 50%, además de las especies típicas del matorral submontano como lo son la *Acacia berlandieri* (guajillo), *Acacia rigidula* (chaparro prieto), *Leucophyllum frutescens* (cenizo), *Helietta parvifolia* (barreta), etc.

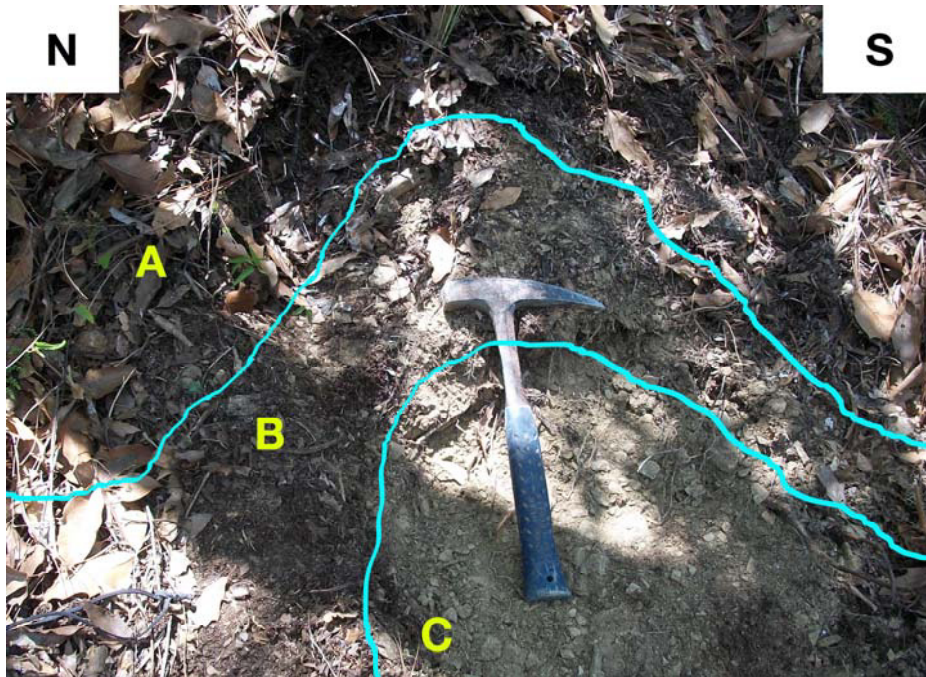


Figura 4.17 (a) Perfil RAY (Litosol) en donde se muestran los horizontes de diagnóstico B y A (b) material parental (C) conformado por la Formación Méndez (Cretácico Superior).

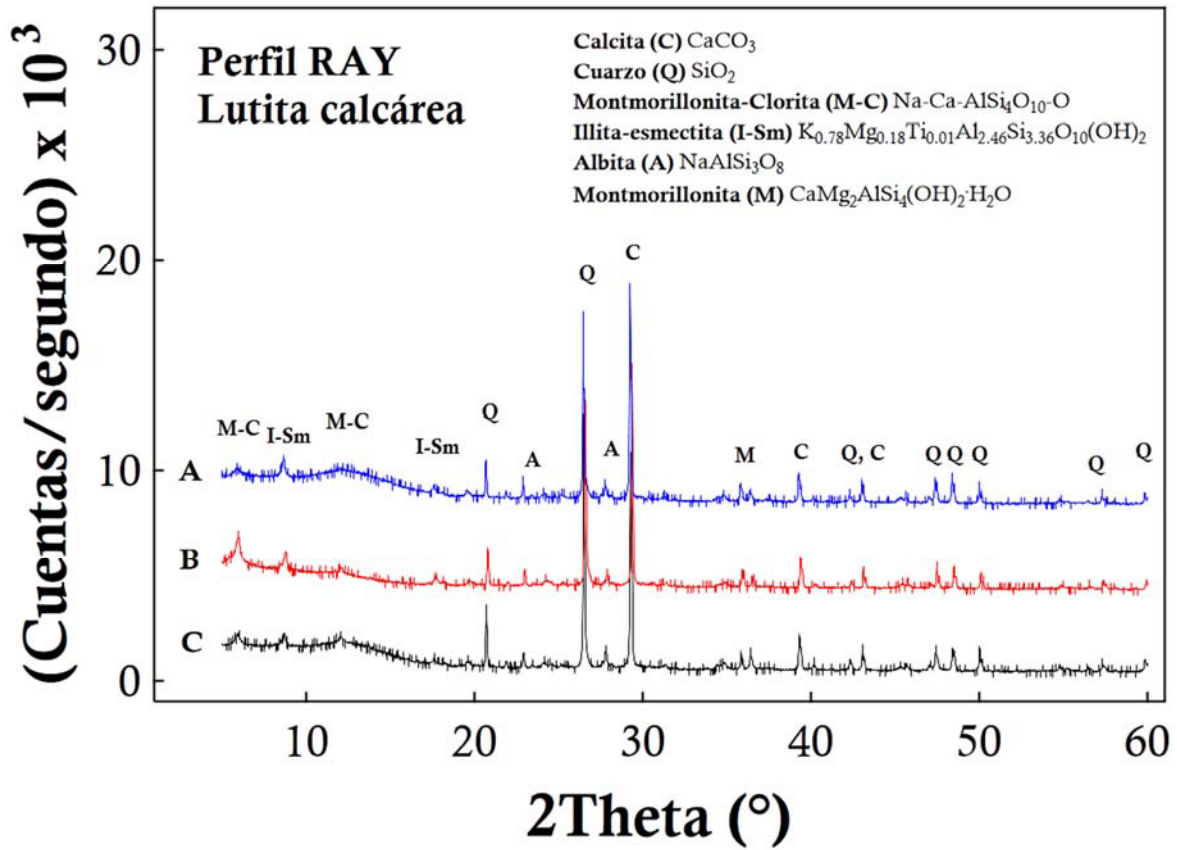


Figura 4.18 Difractograma RAY. XRD: Difractómetro Siemens 5000; Radiación $\text{CuK}\alpha$, $\lambda = 1.5418 \text{ \AA}$; Barrido: 5-60°; Velocidad: 2°/min.

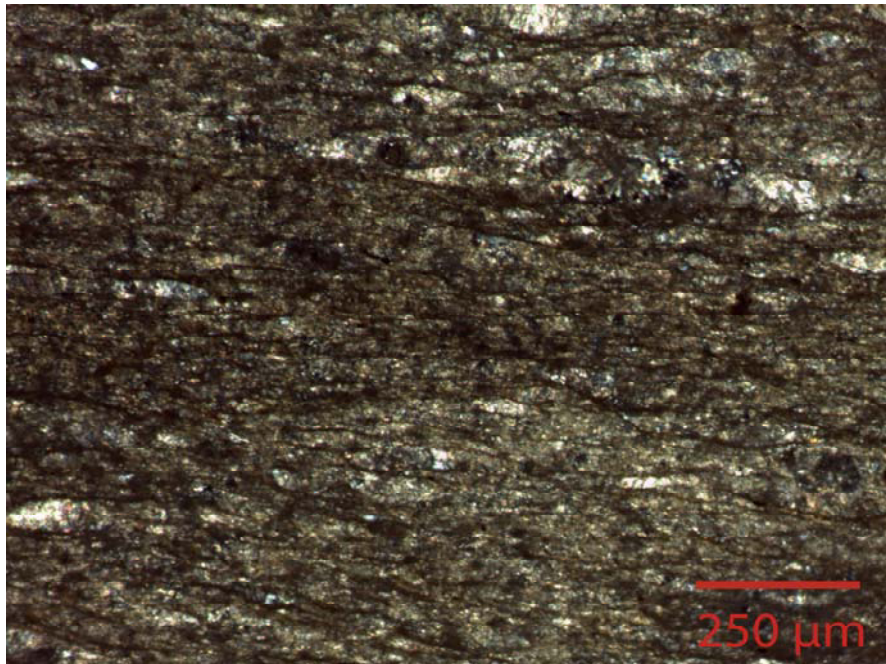


Figura 4.19 Lámina RAY (20x; NX). Lutita calcárea con orientación, fracturas rellenas de óxido de hierro alineados (fracturamiento paralelo) y fósiles compactados.

4.5.2 Descripción de perfil edafológico

El perfil de suelo se generó a partir de lutita calcárea perteneciente a la Formación Méndez y presenta dos horizontes diagnóstico pobremente desarrollados: B y A (Figuras 4.17 y 4.20). El estrato tipo B tiene un espesor de ~0.1 m hasta el contacto con la roca madre. Este horizonte muestra una coloración grisácea (Escala Munsell: 2.5Y 6/1) con una textura franco-arcillosa. El pH del horizonte es ligeramente básico (7.7) y su conductividad eléctrica es de 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La mineralogía indica un aumento en la montmorillonita-clorita e illita-smectita y una disminución del contenido de albita. El contenido de carbonatos totales es de 37% y la materia orgánica es de 1.8 – 2%.

La parte superior del perfil tiene un horizonte tipo A, que tiene un espesor de ~0.1 m y muestra una coloración café grisácea (Escala Munsell: 2.5Y 5/2) y una textura semejante al anterior. El pH presente es ligeramente ácido (6.6) y tiene una conductividad eléctrica de 275 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Tiene una mineralogía muy similar al horizonte anterior. Los carbonatos totales son ~27% y la materia orgánica aumenta hasta 3%.

De acuerdo a las características físicas observadas, se clasifica como litosol (INEGI, 2009).

Cabe señalar que en este caso, los especímenes de encino que se desarrollan a partir de este suelo presentan un fuste de 15 cm y raíces ramificadas profundas, de alrededor de 40 cm.

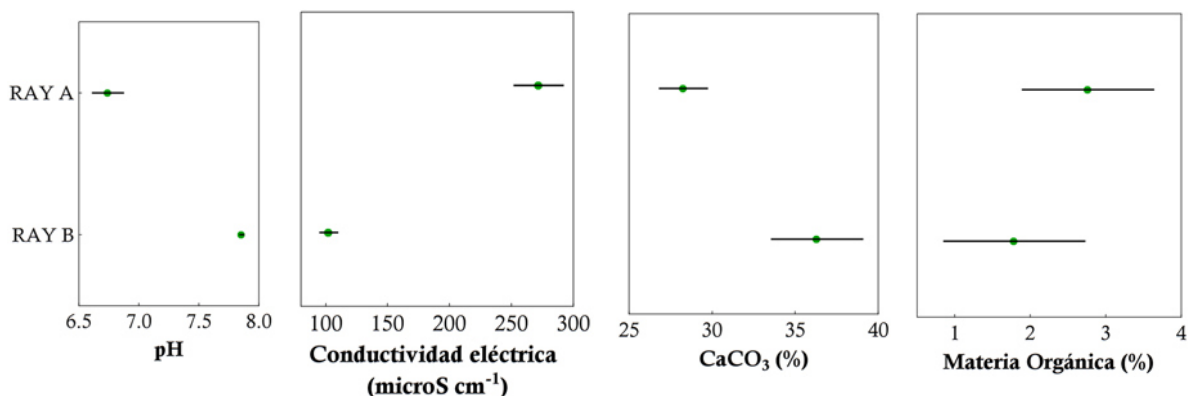


Figura 4.20 Perfil RAY. Gráficas que muestran la variación entre los distintos horizontes de los parámetros pH, conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$), materia orgánica (%) y CaCO₃ (%) (Tabla 4.5).

En la Tabla 4.4 se reporta la composición química en elementos traza (en ppm; excepto P_2O_5 y TiO_2 en %peso) para las muestras RAY (roca madre), RAY02 (horizonte B), RAY03 (horizonte A) y RAYRAIZ (raíz de *Quercus* spp).

Tabla 4.4 Composición de elementos traza (en ppm; excepto P₂O₅ y TiO₂ en %peso) en las muestras colectadas del perfil RAY (Rayones, N.L.)

ELEMENTOS	CLASIFICACIÓN	RAYLUT	RAY02	RAY03	RAYRAIZ
Li	LILE	25	19	24	8.4
Be	SV	1.4	1.4	1.6	3.2
B	SV	51	58	61	67
P ₂ O ₅	SV	0.1	0.1	0.2	0.7
Sc	1ª ST	9.4	7.3	9.6	0.5
TiO ₂	HFSE	0.4	0.5	0.5	0.06
V	1ª ST	101	103	112	5.1
Cr	1ª ST	49	42	47	7
Co	1ª ST	7.8	9.8	12	10
Ni	1ª ST	27	27	30	13
Cu	1ª ST	20	22	25	20
Zn	1ª ST	94	83	105	50
Ga	SV	13	12	14	5.1
Rb	LILE	79	72	89	29
Sr	LILE	567	395	481	136
Y	REE	17	11	16	545
Zr	HFSE	82	71	93	11
Nb	HFSE	7.1	7.5	8	1.1
Mo	2ª 3ª ST	0.6	0.5	0.6	0.5
Sn	SV	1.5	1.6	1.9	0.8
Sb	SV	0.6	0.8	1.04	0.3
Cs	LILE	4.3	4.4	4.5	0.9
Ba	LILE	312	235	389	1328
La	REE	19	11	15	319
Ce	REE	37	22	31	297
Pr	REE	4.5	2.6	3.7	89
Nd	REE	17	10	14	352
Sm	REE	3.4	2	2.9	79
Eu	REE	0.7	0.4	0.6	16
Tb	REE	0.5	0.3	0.4	13
Gd	REE	3.1	1.9	2.7	86
Dy	REE	2.8	1.8	2.6	78
Ho	REE	0.6	0.4	0.5	15
Er	REE	1.6	1.1	1.5	40
Yb	REE	1.7	1.1	1.5	28
Lu	REE	0.2	0.2	0.2	4
Hf	HFSE	2.2	2	2.6	0.6
Ta	HFSE	0.5	0.6	0.6	0.2
W	2ª 3ª ST	0.7	0.7	0.7	0.4
Tl	SV	0.4	0.5	0.5	0.1
Pb	SV	11	7.2	16	20
Th	HFSE	5.2	4.3	6.1	0.9
U	REE	1.9	2	2.2	0.3

Tabla 4.5 Resultados de análisis edafológicos registrados para los perfiles bajo estudio.

MUESTRA	PH		\bar{x}_{ph}	s_{ph}	C.E.			\bar{x}_{ce}	s_{ce}	M.O.			\bar{x}_{mo}	s_{mo}	CaCO ₃			\bar{x}_{ca}	s_{ca}	
PERFIL FCF																				
FCF2	7.6	7.6	7.7	7.700	0.025	69.3	68.2	67.0	68.2	1.2	0.2	0.3	0.4	0.30	0.08	31	27	--	29.0	2.3
FCF3	7.6	7.6	7.6	7.600	0.025	82.8	88.8	83.3	85.0	3.3	2.7	3.2	3.0	2.90	0.21	55	53	53	53.0	1.1
FCF4	7.6	7.5	7.5	7.600	0.026	54.6	54.0	53.9	54.20	0.37	0.9	0.9	0.9	0.90	0.05	27	27	--	27.0	0.3
PERFIL BIOI																				
BIOI3	6.1	6.2	6.2	6.20	0.06	150	151	140	147	7	1.5	1.4	1.7	1.5	0.17	32	32	32	32.00	0.20
BIOI4	6.4	6.4	6.4	6.400	0.015	158	156	154	156.0	2.1	3.7	4.0	3.8	3.8	0.15	20	21	20	20.0	0.5
PERFIL BIOII																				
BIOII3	4.8	4.8	4.8	4.800	0.010	16	20	20	18.6	2.3	2.2	2.3	2.1	2.20	0.09	30	30	31	30.00	0.30
BIOII4	7.7	7.7	7.7	7.700	0.030	28	27	27	27.0	0.7	3.2	3.0	3.0	3.10	0.14	36	36	35	36.00	0.20
BIOII5	6.2	6.2	6.2	6.200	0.041	88	91	97	92	5	5.2	5.0	5.1	5.10	0.12	34	33	34	34.00	0.30
PERFIL BIOIII																				
BIOIII2	7.5	7.5	7.5	7.500	0.032	107	107	105	106.0	1.3	1.5	1.0	1.3	1.30	0.23	29	29	30	29.0	0.5
BIOIII3	7.4	7.4	7.4	7.400	0.015	196	186	193	191	5	2.0	2.0	1.8	1.90	0.15	22	22	23	23.00	0.40
PERFIL RAY																				
RAY2	7.7	7.7	7.7	7.700	0.005	98.3	103	105	102.2	3.7	2.0	1.3	1.7	1.70	0.32	35	36	33	35.0	1.3
RAY3	7.0	6.9	6.9	6.900	0.043	283	268	264	270	10	2.7	2.3	2.1	2.40	0.30	28	27	27	27.0	0.6

Parámetros: pH = potencial de hidrógeno = $-\log[H^+]$; C.E. = conductividad eléctrica ($\mu\text{S/cm}$); M.O. = materia orgánica (%); CaCO₃ = carbonato de calcio (%). $\bar{x} = \frac{\sum_i x_i}{n}$; $s = \frac{\sqrt{\sum_i (x_i - \bar{x})^2}}{n-1}$

CAPÍTULO 5 – RESULTADOS PRINCIPALES Y DISCUSIÓN

Durante el presente estudio se efectuó una caracterización mineralógica y geoquímica en cinco perfiles de suelo que se distribuyen en Linares, N.L. y Montemorelos, N.L. A continuación se presentan los resultados más relevantes generados durante este trabajo y su discusión considerando la literatura disponible sobre este fenómeno.

5.1 Perfil FCF (Linares, N.L., altitud: 380 msnm)

Este perfil se levantó en el *campus* de la Facultad de Ciencias Forestales, UANL, localidad caracterizada por un clima semicálido – subhúmedo y en el que aflora la Formación Méndez (Campaniano-Maastrichtiano) y material cuaternario. El intemperismo de la lutita Méndez ha generado un suelo poco desarrollado (litosol) con horizontes arcillosos a franco-arcillosos, de <10 cm de espesor, de tipo BC, AB y A (espesor total = 0.27 m). El desarrollo del suelo ha estado acompañado por una disminución en la proporción de cuarzo (42 a 33%) y albita (11 a 4%), con un incremento en montmorillonita (7 a 24%). El perfil se caracteriza por un pH ligeramente básico (7.5-7.7) y conductividades bajas (54–85 $\mu\text{S}/\text{cm}$). El horizonte AB alcanza un contenido de materia orgánica de 3-4%. Sobre este suelo se desarrolla una vegetación de matorral submontano.

En concordancia con lo reportado para los litosoles (Deckers *et al.*, 1998), el perfil FCF presenta un desarrollo muy restringido (espesor total ~30 cm). Las características químicas, físicas y biológicas de este tipo de suelos están fuertemente condicionadas por la naturaleza del material parental (en este caso, la lutita de la Formación Méndez). Una mineralogía muy similar observada en la roca y los horizontes BC y AB confirma este hecho.

Por otra parte, como es de esperarse en condiciones semiáridas, los estratos del perfil FCF muestran un pH ligeramente alcalino, cuyos valores (7.5 – 7.3) son comparables al valor promedio mundial para litosoles (6.4 – 8.3; mediana = 7.7)

reportado por Batjes (1995). Debido a un contenido relativamente bajo de arcillas (< 20%), los estratos FCF tendrían una capacidad limitada de retención de agua (Blumberg y Cunningham, 1982). Por otra parte, en concordancia con lo propuesto en la literatura (Deckers *et al.*, 1988), el perfil FCF muestra contenidos relativamente bajos de materia orgánica (< 3%).

Por otra parte, aunque en un desarrollo normal de litosol se esperaría un incremento en los parámetros edafológicos, tal como pH, conductividad eléctrica, %CaCO₃ y %materia orgánica, en el perfil FCF es evidente una disminución en estas variables durante el cambio del horizonte AB al A. Este fenómeno podría explicarse como resultado de la interrupción del desarrollo del perfil debido a un nuevo proceso de sedimentación que depositó una capa de coluvión.

5.2 Perfil BIOI (Montemorelos, N.L., altitud: 1064 msnm)

Los cuatro perfiles de suelo restantes (claves: BIOI – BIOIII, RAY) se levantaron a lo largo de un transecto de la carretera Montemorelos-Rayones, a partir del BioParque Estrella (Montemorelos, N.L.; altitud: 1000 – 1100 msnm). Esta región se caracteriza por mostrar un clima templado – subhúmedo, en donde afloran las rocas de las Formaciones San Felipe (Coniaciano – Santoniano) y Méndez, así como la cobertura de material cuaternario. Los perfiles de suelo se desarrollaron a partir de la lutita calcárea Méndez (vertisol BIOI, litosol BIOIII y RAY) y uno de una arenisca calcárea de grano fino (rendzina BIOII) de la transición San Felipe – Méndez.

El perfil de suelo BIOI incluye una lutita calcárea (calcita ~31%), a partir de la cual se desarrolla un vertisol de ~1.0 m conformado por horizontes A (franco-arcilloso), B (arcillo-limoso) y O (franco-arenoso). La evolución edafológica se caracteriza por un incremento significativo en cuarzo (39 a 58%), illita (6 a 20%) y materia orgánica (1.2 a 3.0%). El pH en el perfil es ligeramente ácido (6.1 a 6.5), con una conductividad eléctrica relativamente alta (145 – 155 μ S/cm).

Como es de esperarse en suelos de regiones semi-áridas y en proceso de alcalinización (Deckers *et al.*, 1998), existe una movilización limitada de elementos traza como resultado de la pedogénesis (Figura 5.1). En términos generales, existe una alta correlación lineal (con pendiente $m \sim 1.0$) entre la composición de la roca y los horizontes de suelo.

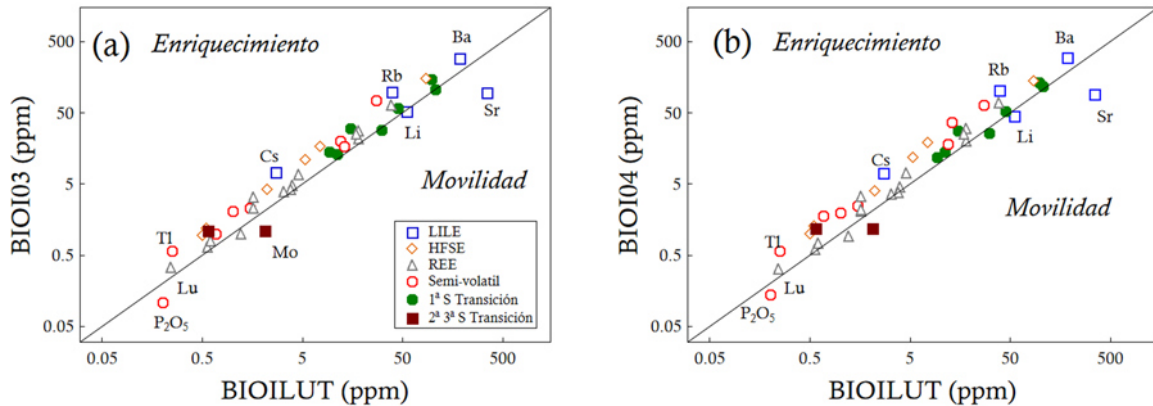


Figura 5.1 Comparación directa de la química de la roca madre BIOILUT con los horizontes de suelo BIOI03 y BIOI04, considerando diversos tipos de elementos (LILE = litófilos; HFSE = de campo electrostático fuerte, REE = lantánidos)

De hecho, el proceso de generación de suelo en el perfil BIOI no modifica de forma significativa las relaciones entre elementos inmóviles. Por ejemplo, las relaciones $Th/Sc \sim 0.6-1.0$ y $Zr/Sc \sim 10-12$ son comparables a las que caracterizan a la Corteza Continental Superior (CCS; Figura 5.2). Además, no existe evidencia de incremento en Zr/Sc que es sinónimo de reciclaje, lo que indica un suelo relativamente joven.

Por otra parte, los patrones de lantánidos, normalizados a condrita, de la roca madre y los horizontes de suelo son comparables en forma (Figura 5.3). La lutita BIOILUT se caracteriza por un patrón que muestra una relación $(La)_N \sim 50x$; con un arreglo de elementos cuasi-horizontal, aunque con un pequeño enriquecimiento en REE ligeras $(La/Yb)_N \sim 7.3$; y una ausencia de anomalías de Eu. Por su parte, los suelos BIOI03 y BIOI04 presentan, como ya se ha mencionado, patrones similares en forma con respecto a la roca, además de variaciones relativamente pequeñas en la relación $(La)_N \sim 85-90x$ y en el parámetro $(La/Yb)_N \sim 8-9$.

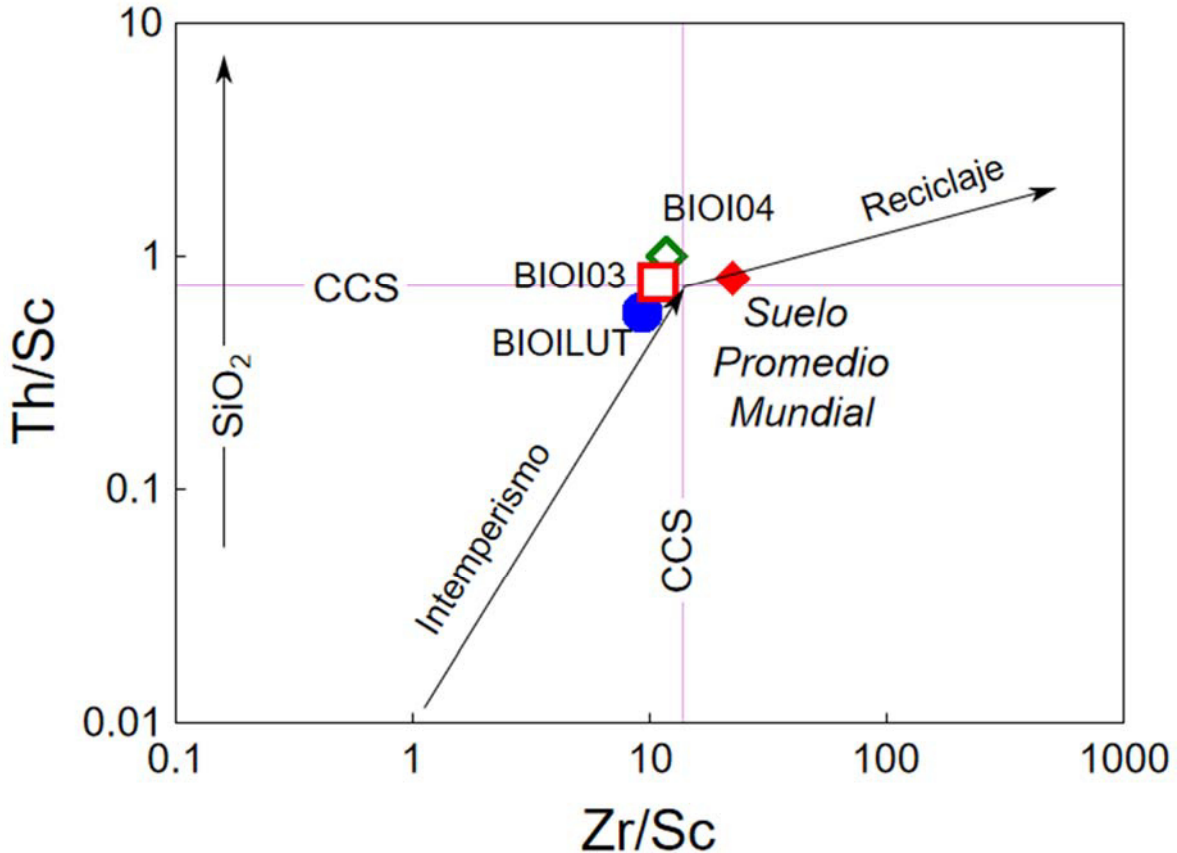


Figura 5.2 Diagrama de variación de relaciones de elementos inmóviles Th/Sc – Zr/Sc (según McLennan y Murray, 1999) para la roca madre BIOILUT y los horizontes de suelo BIOI03 y BIOI04. CCS = Corteza Continental Superior.

Además de lo anterior, la roca madre y las muestras de suelo BIOI03 y BIOI04 describen patrones de metales de transición, normalizados a condrita, de una morfología y concentración comparables (Figura 5.4). En estos se observa una alta concentración de $Ti_N \sim 5000x$, un descenso en concentración con el incremento de Z hasta alcanzar el $Ni_N \sim 0.005x$ y relaciones normalizadas de Cu y Zn alrededor de 0.4x.

La movilidad/enriquecimiento de los elementos traza en el sistema suelo-roca también se evaluó considerando al titanio (Ti) como un elemento inmóvil. De esta forma, se estableció el parámetro $D_i = [TiO_2\ s/C_i\ s]/[TiO_2\ rm/C_i\ rm]$, en donde el subíndice i indica un elemento traza, s un horizonte de suelo y rm la roca madre. En el caso del perfil BIOI, la comparación de los horizontes BIOI03 y BIOI04 con la

roca madre BIOILUT (Figura 5.5) refleja una movilidad restringida para la mayor parte de los elementos traza, salvo Sr, P₂O₅ y Mo (D_i = 4-7).

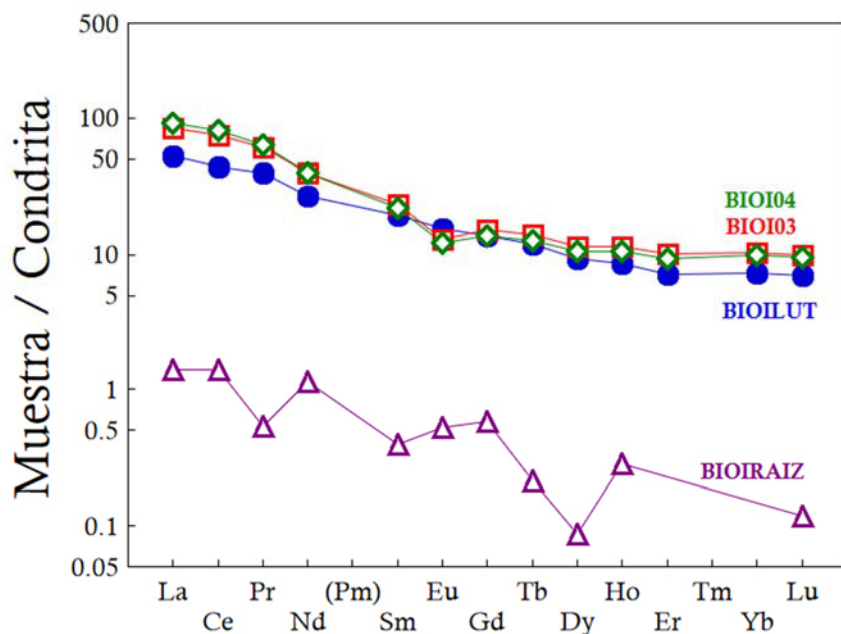


Figura 5.3 Patrones de lantánidos, normalizados a condrita (Rollinson, 1993), de la lutita BIOILUT, los suelos BIOI03 y BIOI04, y la raíz de encino BIOIRAIZ.

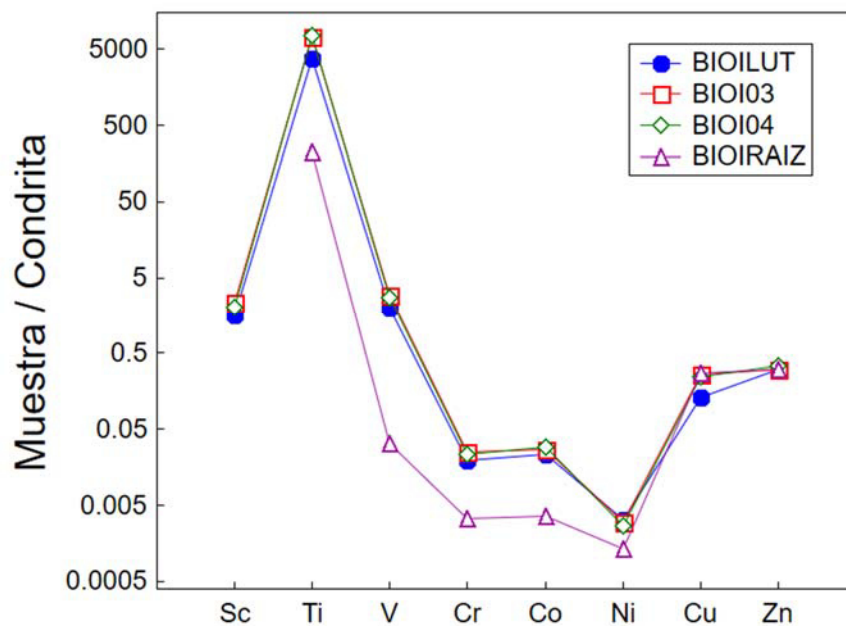


Figura 5.4 Patrones de metales de transición, normalizados a condrita (Rollinson, 1993), de la lutita BIOILUT, los suelos BIOI03 y BIOI04, y la raíz de encino BIOIRAIZ.

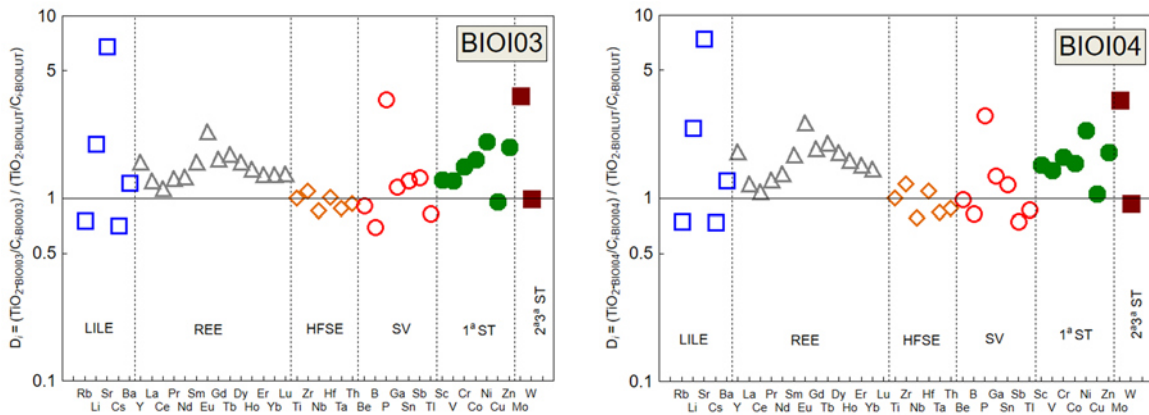


Figura 5.5 Variación del parámetro D_i , de acuerdo al tipo de elemento traza, para los horizontes de suelo BIOI.

De acuerdo a lo reportado por la literatura (IUSS – WRB, 2007), el perfil BIOI muestra un desarrollo promedio (espesor total \approx 90 cm) para un vertisol. Según Coulombe *et al.* (1996), los factores principales que habrían controlado su evolución son el material parental (en este caso, lutita Méndez) y las condiciones climáticas (en esta localidad, de tipo semi-árido con un I_a [índice de aridez de Martonne] = 6.6). Una de las características destacables en los vertisoles, y que es evidente en el perfil bajo estudio, es un alto contenido de arcillas en cada horizonte (\sim 30%; WRB, 1998). La mineralogía dominante es la esperada en estos casos (caolinita, illita y montmorillonita), manteniéndose uniforme a través del perfil (Virmani *et al.*, 1982). Estos minerales condicionan las propiedades físicas y químicas de este tipo de suelo (Coulombe *et al.*, 1996). Una vegetación transitoria (como la observada en esta localidad) es común en vertisoles, ya que pueden desarrollarse especies típicas de bosque, matorral y pastizal (Llorente-Sánchez, 2004).

Es importante señalar que las características químicas de los horizontes BIOI también concuerdan con lo reportado para un vertisol promedio. Los niveles de pH observados (6.3 – 7) se encuentran dentro del intervalo propuesto por diferentes autores (6 – 8; Blokhuis 1982; Virmani *et al.*, 1982; Llorente-Sánchez, 2004). El contenido de materia orgánica (1-4%) está en el intervalo reportado en la literatura (0.5 – 10%, Coulombe *et al.*, 1996). El perfil BIOI presenta una reducción en

%CaCO₃ de forma ascendente, pasando de 30% (horizonte B) a 20% (horizonte A) (Figura 4.6). Virmani *et al.* (1982) reportaron que la mayoría de los vertisoles son calcáreos y que la distribución de CaCO₃ puede ser uniforme o puede incrementarse hacia los horizontes inferiores.

Por otra parte, experimentos han demostrado una fuerte retención de Zn, Cd, Cu, Ni y Pb por vertisoles (Zein *et al.*, 2014). En este sentido, los horizontes BIOI muestran mayores concentraciones de estos elementos en comparación con los observados en vertisoles de Texas (Zn_{TX} = 30.4 ppm vs. Zn_{BIOI} = 106-118 ppm; Cu_{TX} = 9.5 ppm vs. Cu_{BIOI} = 15-30; Ni_{TX} = 12.5 ppm vs. Ni_{BIOI} = 26-31 ppm; Pb_{TX} = 7.4 ppm vs. Pb_{BIOI} = 13-37 ppm; Han, 2007). Esta retención está asociada a una relativa alta concentración de montmorillonita, que tiene una alta capacidad de intercambio iónico (120 miliequivalentes de carga/100 g de muestra seca; Bauer y Velde, 2014). Por otra parte, la alta movilidad observada para P en BIOI concuerda con lo propuesto por Coulombe *et al.* (1996). Estos autores explicaron que la baja concentración de este elemento en vertisoles se debe a una retención baja por parte de la illita-montmorillonita y a procesos externos de adsorción.

Sobre el perfil de suelo BIOI se desarrolla vegetación asociada a una zona de transición entre matorral submontano y bosque de pino-encino. La raíz de encino muestra una composición de lantánidos aproximadamente igual o menor a la condritica (Figura 5.3), lo que refleja una incorporación limitada como resultado del desarrollo incipiente tanto del suelo como de la planta. Su patrón de elementos de transición, normalizado a condrita (Figura 5.4), es comparable al de la roca madre y los suelos, aunque con una menor concentración.

5.3 Perfil BIOII (Montemorelos, N.L., altitud: 1166 msnm)

El perfil BIOII se desarrolla a partir de una arenisca calcárea de grano fino (cuarzo = 49.4%, anortoclasa = 16.8%, albita = 13.3%) de la transición entre la Formación San Felipe y la Formación Méndez. El intemperismo ha dado lugar al desarrollo de una rendzina conformada por horizontes B (4 m), AB (0.2 m), A (0.3 m) y O (0.1 m) de textura arcillo limosa. El desarrollo del suelo ocurre con un

incremento de illita (6 a 9.5%), carbonatos (27 a 40%) y materia orgánica (1.8 a 6%). El pH del perfil varía de ácido (4.7) a básico (8.0), acompañado de un aumento en la conductividad (27 a 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$).

Al igual que en el perfil anterior, y debido a un marcado proceso de alcalinización, la movilización de elementos traza en el sistema BIOII resulta limitada. De acuerdo a una comparación directa, durante el proceso de desarrollo de la roca madre BIOIICAL a los horizontes BIOII03 y BIOII05, los únicos elementos traza que muestran una cierta movilidad son el Sr y el P_2O_5 , mientras que el resto tiende a concentrarse (Figura 5.6).

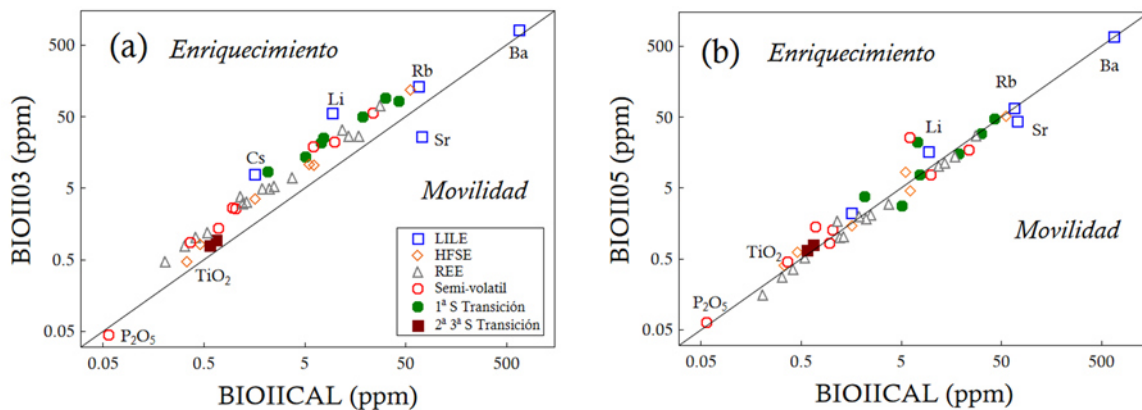


Figura 5.6 Comparación directa de la química de la roca madre BIOIICAL con los horizontes de suelo BIOII03 y BIOII05, considerando diversos tipos de elementos (LILE = litófilos; HFSE = de campo electrostático fuerte, REE = lantánidos).

De acuerdo a lo observado en el espacio Th/Sc – Zr/Sc, la roca se caracteriza por relaciones Th/Sc ~ 1 y Zr/Sc ~ 10 , valores ligeramente superiores a los reportados en la CCS. Los horizontes BIOII03 y BIOII05 muestran características de suelo joven y poco desarrollado, sin un reciclaje marcado (Figura 5.7).

Los patrones de lantánidos, normalizados a condrita, de la roca madre y de los horizontes BIOII03 y BIOII05 son semejantes en forma (Figura 5.8). La arenisca calcárea BIOIICAL se caracteriza por una relación $\text{La}_N \sim 50x$, con un enriquecimiento en REE ligeras $(\text{La}/\text{Yb})_N \sim 8.8$ y una ausencia de anomalías del Eu. Por otro lado, el patrón de suelo BIOII05 presenta una relación $\text{La}_N \sim 50x$ y una $(\text{La}/\text{Yb})_N \sim 5.7$. Por otra parte, el horizonte BIOII03 presenta un patrón de

similar morfología al de la roca, pero más enriquecido en REE ligeros ($(La/Yb)_N \sim 90x$) y una relación $(La/Yb)_N \sim 9.4$.

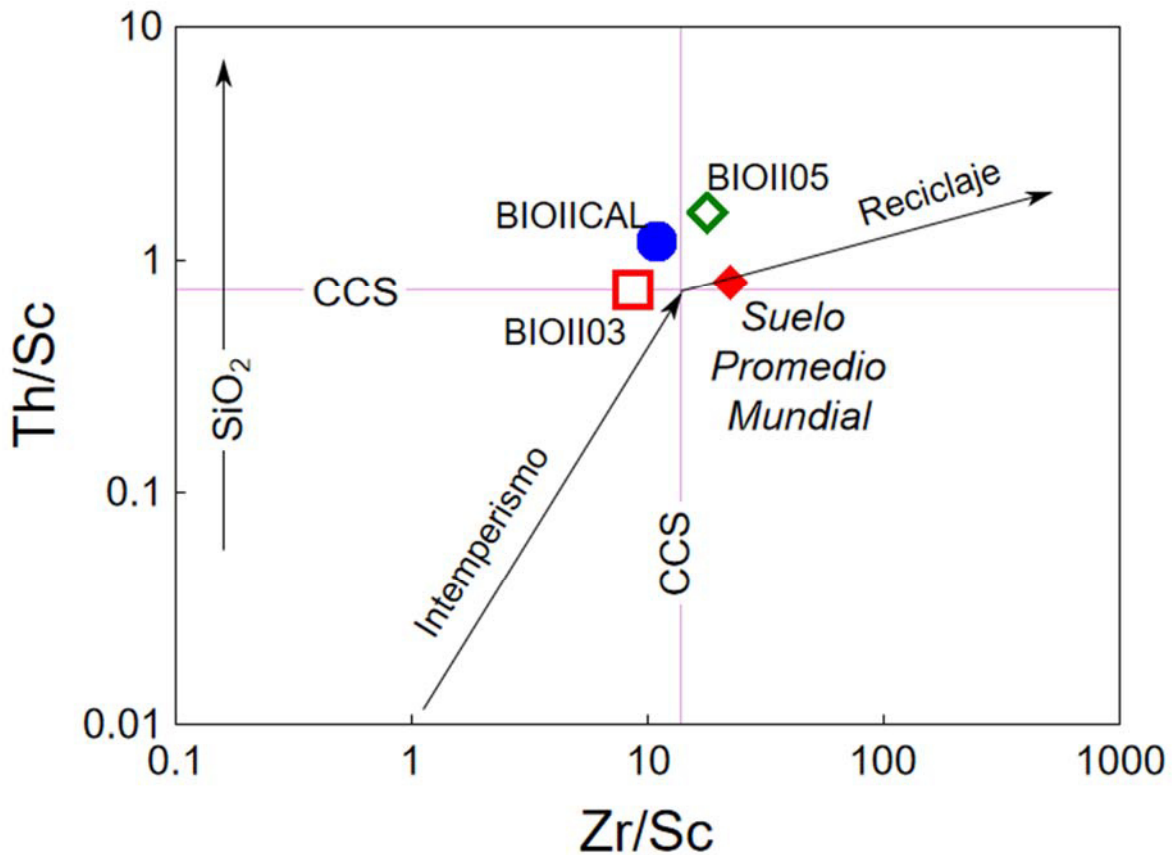


Figura 5.7 Diagrama de variación de relaciones de elementos inmóviles Th/Sc – Zr/Sc (de acuerdo a McLennan y Murray, 1999) para la roca madre BIOIICAL y los horizontes de suelo BIOI03 y BIOI05. CCS = Corteza Continental Superior.

La roca y los suelos presentan patrones de metales de transición, normalizados a condrita, similares en su morfología (Figura 5.9). En ellos se observan concentraciones de Ti ~ 5000x, con un marcado descenso con el incremento de Z. Los valores normalizados más bajos se observan en Ni (~0.0005x), Cu (~0.05x) y Zn (~0.5x).

Por otra parte, de acuerdo al parámetro D_i , los elementos de mayor movilidad (con respecto a TiO_2) en el proceso de evolución de BIOIICAL al horizonte BIOI03 fueron Sr y P_2O_5 (Figura 5.10). Sin embargo, el cambio hacia la capa BIOI05 está marcado por la movilización de la mayor parte de los elementos traza (D_i),

fenómeno que probablemente esté ligado a un incremento en la materia orgánica de 2 a 6%.

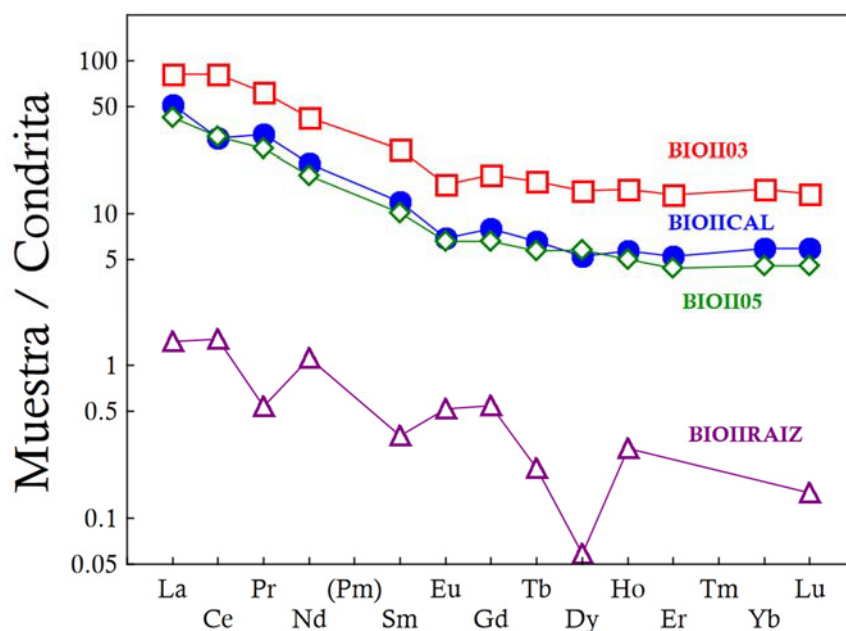


Figura 5.8 Patrones de lantánidos, normalizados a condrita (Rollinson, 1993), de la lutita BIOIICAL, los suelos BIOI03 y BIOI05, y la raíz de encino BIOIRAIZ.

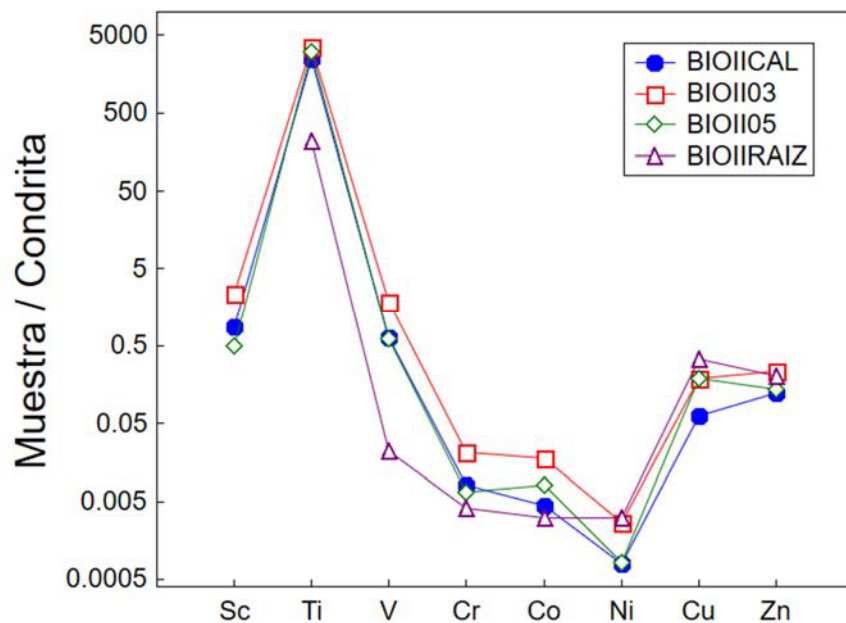


Figura 5.9 Patrones de metales de transición, normalizados a condrita (Rollinson, 1993), de la lutita BIOIICAL, los suelos BIOI03 y BIOI05, y la raíz de encino BIOIRAIZ.

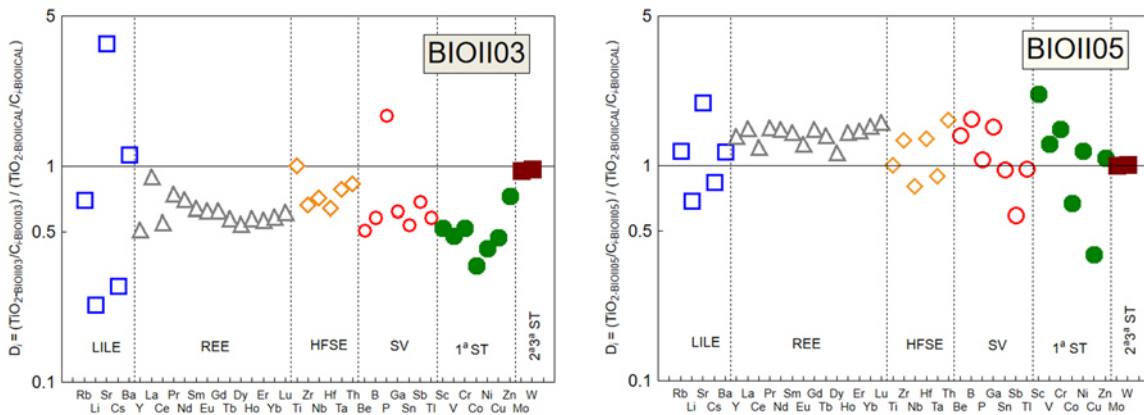


Figura 5.10 Variación del parámetro D_i , de acuerdo al tipo de elemento traza, para los horizontes de suelo BIOII.

De acuerdo a la IUSS-WRB (2007), las rendzinas son una subdivisión de los litosoles, que generalmente no presentan profundidades mayores a 50 cm. Sin embargo, Patterson (1982) y Kyrylchuk (2014) reportaron una serie de casos que muestran estructuras de mayor profundidad (>2-4 m), en concordancia con el perfil BIO II. Diversos trabajos (INEGI, 2009; Kyrylchuk, 2014; Shishkov y Kolev, 2014) indican que el material parental corresponde a carbonatos, tal como sucede en el perfil edafológico bajo estudio, generado a partir de caliza de la Formación San Felipe. De esta forma, el perfil BIOII presenta los principales horizontes diagnóstico para rendzinas: (a) una base de material carbonatado, (b) un estrato de regolito calcáreo, (c) capas de arcillas, carbonatos y humus y (d) un horizonte gris de humus.

Cabe recalcar que, el contenido de materia orgánica presente en el perfil BIOII (1.8 – 6%) se incrementa conforme los estratos son más superficiales. El horizonte superior presenta un valor de %TOC dentro del intervalo reportado para una rendzina promedio (5 – 9%; Patterson, 1982; Kyrylchuk, 2014). Además, el intervalo de pH (4.8 – 7.5) y carbonatos (28-38%) en el perfil BIOII también concuerda con el reportado para este tipo de suelos con más de 2 m de profundidad (Patterson, 1982; Shishkov y Kolev, 2014). Cabe resaltar que se ha reportado que en rendzinas existe una concordancia entre un alto contenido de materia orgánica y la presencia de CaCO_3 libre (Kabata-Pendias, 2011). La

disminución en el contenido de CaCO_3 con la evolución de la rendzina puede explicarse en términos de la disolución de carbonatos por la acción del agua meteórica, especialmente en épocas calientes y húmedas (Lucke *et al.*, 2014).

El perfil BIOII muestra un alto contenido de arcillas (~40%), que concuerda con lo reportado por Lippi-Boncambi *et al.* (1955) para las rendzinas promedio. Además, estos autores reportaron que la retención hídrica varía en función de la cantidad de montmorillonita e illita presente (a mayores niveles de illita cristalizada menor sería la cantidad de agua retenida). En el caso de BIOII, la montmorillonita presenta una mayor concentración que illita (Figura 4.10), lo que explica la alta capacidad de retención en metales de transición (Ni, Co, Cu, Zn, V y Cr) en la rendzina BIOII, que puede relacionarse a un alto contenido de este mineral arcilloso (Ueno y Sugitani, 2013; Bauer y Velde, 2014; Lucke *et al.*, 2014).

Sobre el suelo BIOII se desarrolla una vegetación de bosque de pino – encino. Los patrones de lantánidos de la raíz indican composiciones condriticas o menores (Figura 5.8), lo que refleja una pobre incorporación de REE tanto en el suelo, como en la planta. El patrón de los elementos de transición, normalizados a condrita (Figura 5.9), presenta abundancias menores que las observadas en la roca y los suelos.

5.4 Perfil BIOIII (Rayones, N.L., altitud: 1036 msnm)

El perfil BIOIII parte de una lutita calcárea (cuarzo = 35.6%, calcita = 34.4%) de la Formación Méndez que genera un litosol, que incluye horizontes franco arcillosos B (0.2 m) y A (0.1 m), coronados por una capa franca de tipo O (0.1 m). El proceso de desarrollo implica un incremento en cuarzo (35 a 55%), caolinita (7.5 a 9.8%) e illita (7.1 a 18.4%). El pH del perfil es neutro (7.0 – 7.5), con un incremento en conductividad de 107 a 195 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

A partir de la comparación directa con la roca madre, los elementos traza en la evolución edafológica del perfil BIOIII describen una movilidad restringida (Figura 5.11).

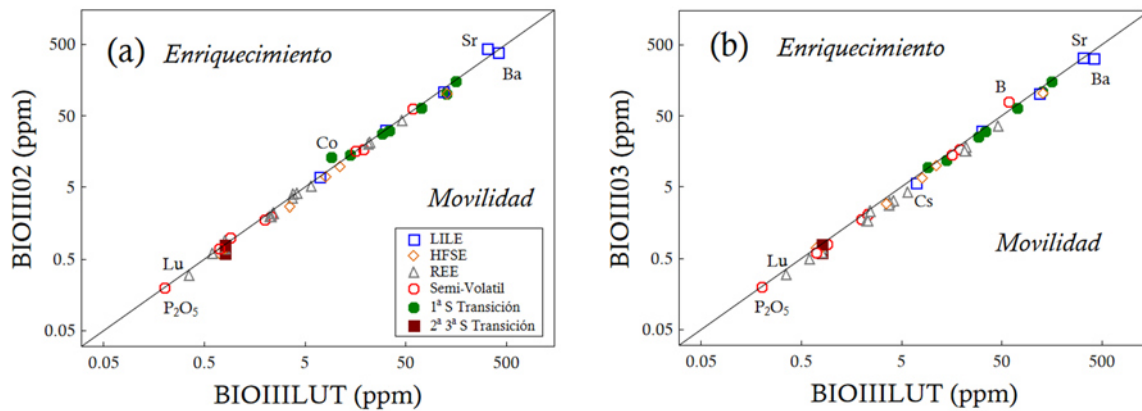


Figura 5.11 Comparación directa de la química de la roca madre BIOIILUT con los horizontes de suelo BIOIII02 y BIOIII03, considerando diversos tipos de elementos (LILE = litófilos; HFSE = de campo electrostático fuerte, REE = lantánidos).

Por otra parte, la roca madre BIOIILUT se caracteriza por relaciones $Th/Sc \sim 0.8 - 1$ y de $Zr/Sc \sim 10$, valores muy cercanos a los encontrados en la corteza continental superior (Figura 5.12). Los horizontes BIOIII02 y BIOIII03 muestran relaciones muy cercanas a la roca madre, lo que implica un desarrollo edafológico incipiente a pH neutro, sin evidencia de un reciclaje significativo.

Los patrones de lantánidos, normalizados a condrita, de la roca madre y los horizontes de suelo en el perfil BIOIII son comparables en morfología (Figura 5.13). La lutita BIOIILUT se caracteriza por un patrón con una relación $(La)_N \sim 70x$, un arreglo elemental casi-horizontal, aunque con un pequeño enriquecimiento en REE ligeras [$(La/Yb)_N \sim 6.5$] y una pequeña anomalía negativa de Eu. Por su parte, los suelos BIOIII02 y BIOIII03 presentan patrones similares en forma, con respecto a la roca, aunque con variaciones relativamente pequeñas de la relación $(La)_N \sim 50-60x$ y del parámetro $(La/Yb)_N \sim 6-7$.

Los metales de transición muestran patrones normalizados similares entre la roca y los horizontes de suelo (Figura 5.14), con valores elevados de $Ti \sim 5000x$ y bajos de $Ni \sim 0.005x$, Cu y $Zn \sim 0.5x$.

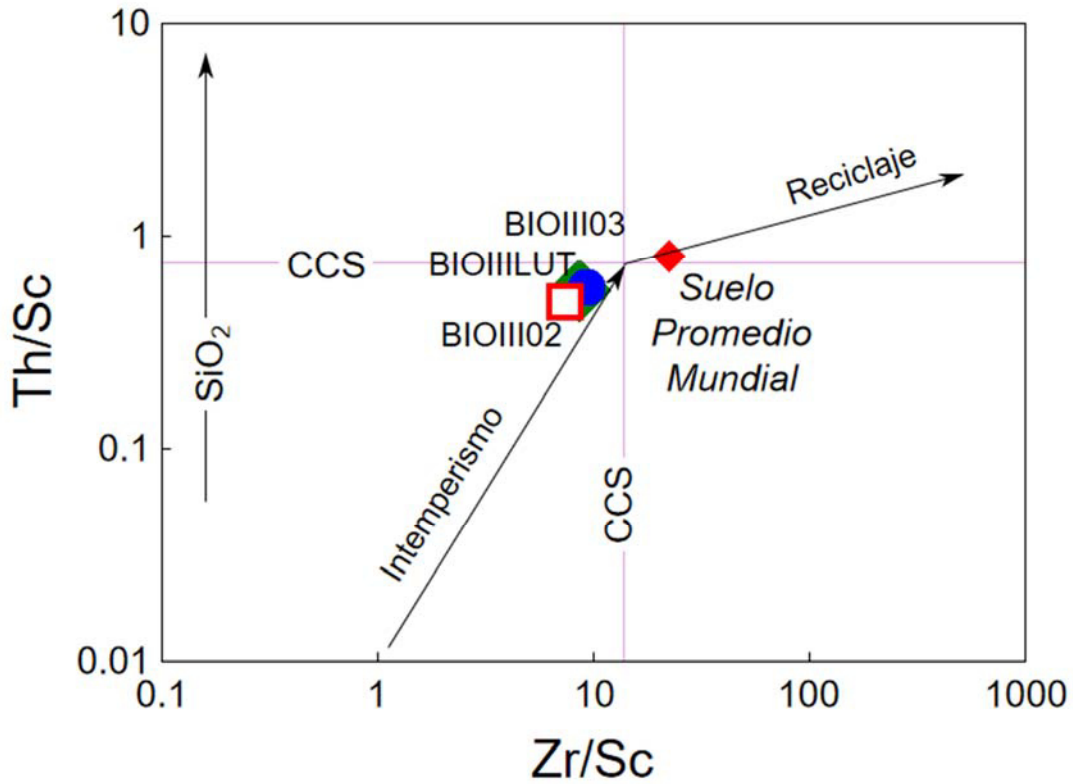


Figura 5.12 Diagrama de variación de relaciones de elementos inmóviles $Th/Sc - Zr/Sc$ (de acuerdo a McLennan y Murray, 1999) para la roca madre BIOIII03 y los horizontes de suelo BIOIII02 y BIOIII03. CCS = Corteza Continental Superior.

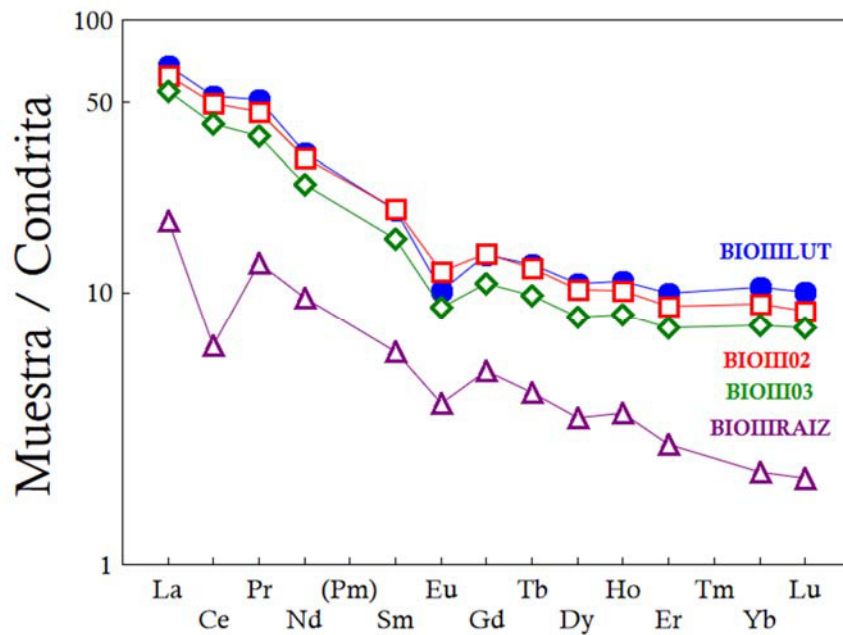


Figura 5.13 Patrones de lantánidos, normalizados a condrita (Rollinson, 1993), de la lutita BIOIII03, los suelos BIOIII02 y BIOIII03, y la raíz de encino BIOIII02.

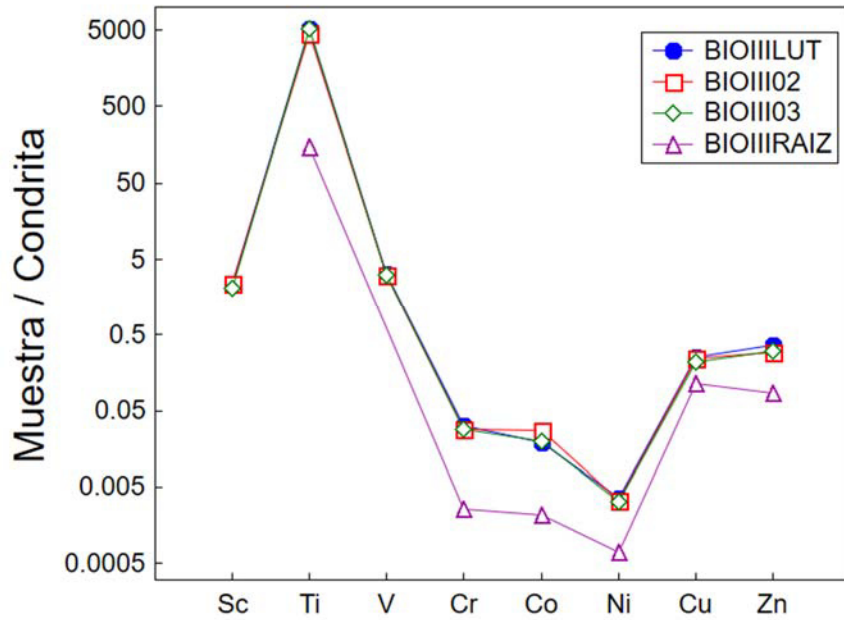


Figura 5.14 Patrones de metales de transición, normalizados a condrita (Rollinson, 1993), de la lutita BIOIII LUT, los suelos BIOIII 02 y BIOIII 03, y la raíz de encino BIOIII RAIZ.

De acuerdo al parámetro D_i , se presenta una movilidad restringida de los elementos traza con respecto al TiO_2 (Figura 5.15), lo cual implica su retención durante la evolución del suelo.

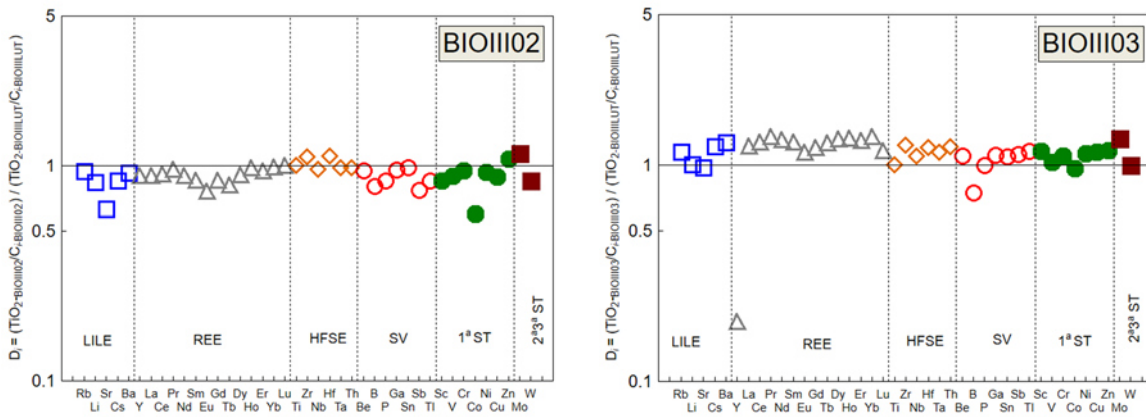


Figura 5.15 Variación del parámetro D_i , de acuerdo al tipo de elemento traza, para los horizontes de suelo BIOIII.

El perfil BIO III se ha clasificado como litosol, ya que presenta estratos de menos de 10 cm de espesor (profundidad total ~20 cm), en concordancia con lo reportado por Deckers *et al.* (1998). El análisis cuantitativo de los patrones de difracción de rayos-X (Figura 4.14) ha revelado una composición mineralógica semejante entre el material parental (Formación Méndez) y los horizontes B y A, que es una condición que también es de esperarse en este tipo de perfil edafológico (Deckers *et al.*, 1998).

De acuerdo a lo esperado para desarrollo edafológico en zonas semiáridas, el pH de los estratos que conforman el perfil BIOIII es ligeramente alcalino (7 – 7.5). Esta observación es comparable a lo reportado por Batjes (1995). Adicionalmente, los horizontes presentan un contenido restringido en arcillas (<20%), lo que se traduce en una retención limitada de agua (Blumberg y Cunningham, 1982) y de materia orgánica (< 2%; Deckers *et al.*, 1988).

A partir de este suelo se genera una vegetación transicional de bosque de pino – encino a matorral submontano. Los patrones normalizados de lantánidos en una raíz de encino presentan valores de $L_{AN} \sim 10x$ y una anomalía negativa de Ce, aunque con una morfología semejante a la roca y a los suelos (Figura 5.13). El patrón de elementos de transición para la raíz también es indicativo de un transporte muy limitado desde el suelo (Figura 5.14).

5.5 Perfil RAY (Rayones, N.L., altitud: 1052 msnm)

El perfil RAY se inicia desde una lutita calcárea de la Formación Méndez (calcita = 39%, cuarzo = 26%), a partir de la cual se genera un vertisol de pequeñas dimensiones (0.2 m de espesor total). Sólo se observan los horizontes franco arcillosos B (0.1 m) y A (0.1 m), cuya génesis va acompañada de un fuerte incremento en montmorillonita (5.8 a 7.7%), montmorillonita-clorita (12 a 30%) e illita-esmectita (10 a 23%), así como una acumulación más restringida de materia orgánica (1.8 a 3.0%). El pH es relativamente cercano a la neutralidad (6.6 a 7.1), con relativamente altas conductividades eléctricas (100 a 275 $\mu\text{S}/\text{cm}$).

Los suelos del perfil RAY se corresponden con aquellos esperados en una región semi-árida a partir de rocas calcáreo-arcillosas. Al igual que en casos anteriores, es probable que el proceso de alcalinización y la presencia de montmorillonita-esmectita limite la movilidad de los elementos traza durante la pedogénesis (Bauer y Velde, 2014; Figura 5.16).

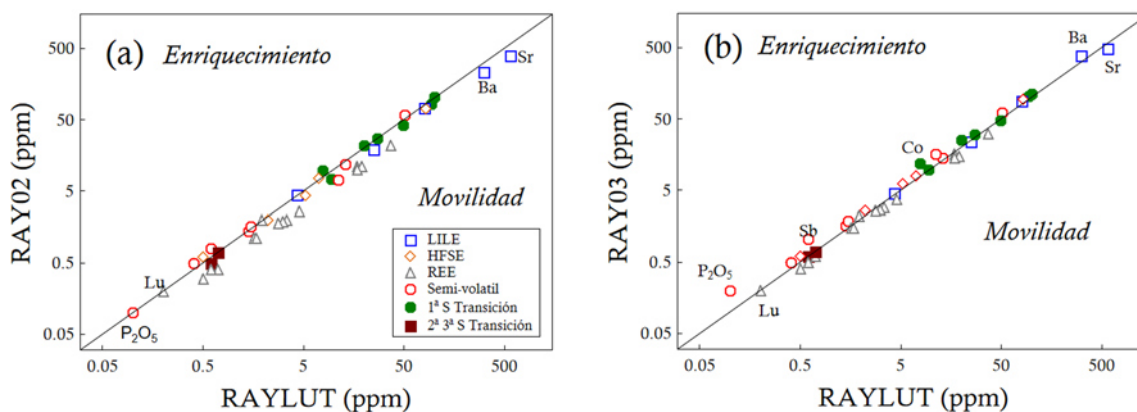


Figura 5.16 Comparación directa de la química de la roca madre RAYLUT con los horizontes de suelo RAY02 y RAY03, considerando diversos tipos de elementos (LILE = litófilos; HFSE = de campo electrostático fuerte, REE = lantánidos).

Como en los casos previos, se observan relaciones Th/Sc y Zr/Sc en la roca que son comparables a los de la CCS (Figura 5.17). La lutita presente en el perfil RAY muestra valores de Th/Sc $\sim 0.8-1$ y de Zr/Sc ~ 10 , los cuales son muy parecidos a los observados en los horizontes de suelo, que no se caracterizan por un reciclaje significativo.

Por otra parte, los patrones de lantánidos de la roca madre y de los horizontes de suelo son comparables en forma (Figura 5.18). La lutita RAYLUT se caracteriza por una relación $(La)_N \sim 50x$, una distribución semi-horizontal de los elementos, un pequeño enriquecimiento en REE ligeras $(La/Yb)_N \sim 7.5$ y una pequeña anomalía negativa de Eu. Aunque los suelos RAY02 y RAY03 muestran patrones similares en forma con respecto a la roca, se caracterizan por pequeñas variaciones en la relación $(La)_N \sim 40-50x$ y en el parámetro $(La/Yb)_N \sim 6.5$.

El patrón de metales de transición, normalizados a condrita, muestra similitudes entre la roca y los suelos (Figura 5.19). Al igual que en los perfiles anteriores, se observa un pico en el $Ti_N \sim 5000x$ y un decremento de abundancia normalizada

conforme aumenta Z, hasta llegar a un mínimo en $Ni_N \sim 0.005x$; de igual manera que en los casos anteriores, se observa un valor normalizado de Cu y Zn $\sim 0.5x$. Sin embargo, aunque los patrones normalizados de metales de transición de los suelos son comparables a los de la roca madre se caracterizan por una menor concentración (Figura 5.19).

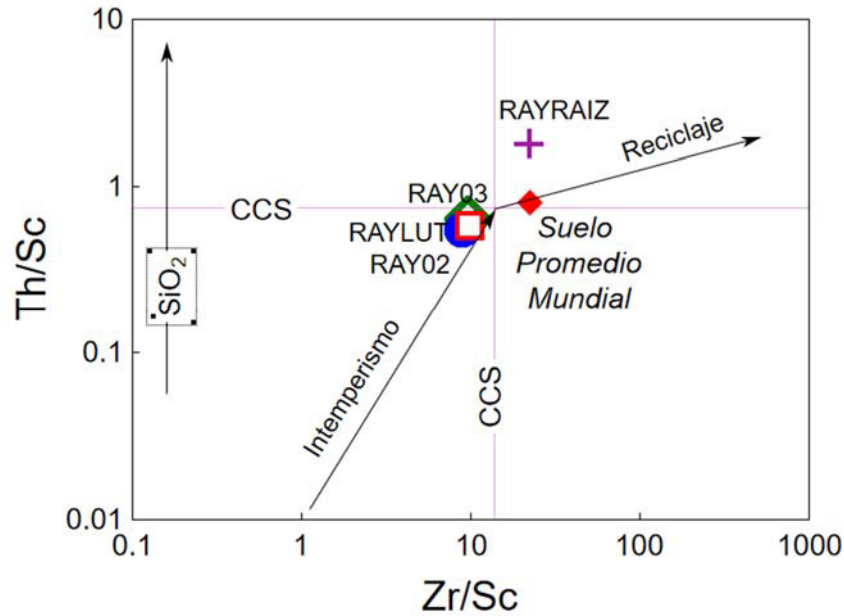


Figura 5.17 Diagrama de variación de relaciones de elementos inmóviles Th/Sc – Zr/Sc (de acuerdo a McLennan y Murray, 1999) para la roca madre RAYLUT y los horizontes de suelo RAY02 y RAY03. CCS = Corteza Continental Superior.

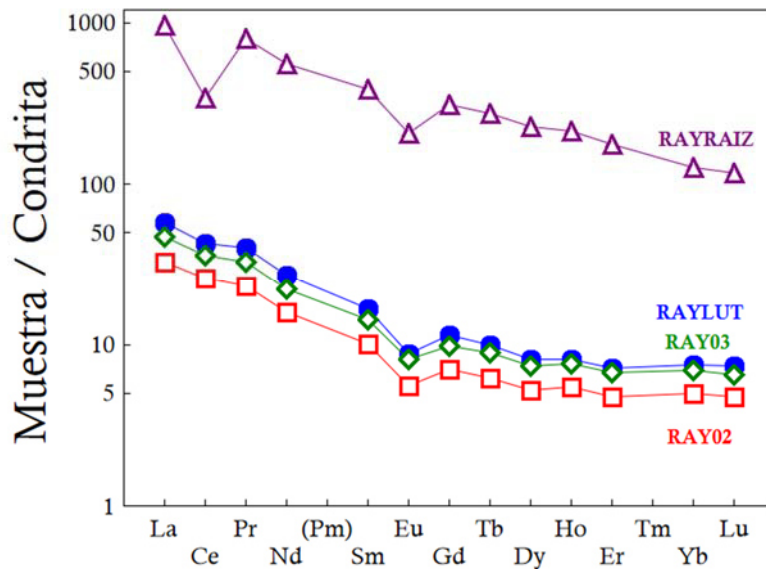


Figura 5.18 Patrones de lantánidos, normalizados a condrita (Rollinson, 1993), de la lutita RAYLUT, los suelos RAY02 y RAY03, y la raíz de encino RAYRAIZ.

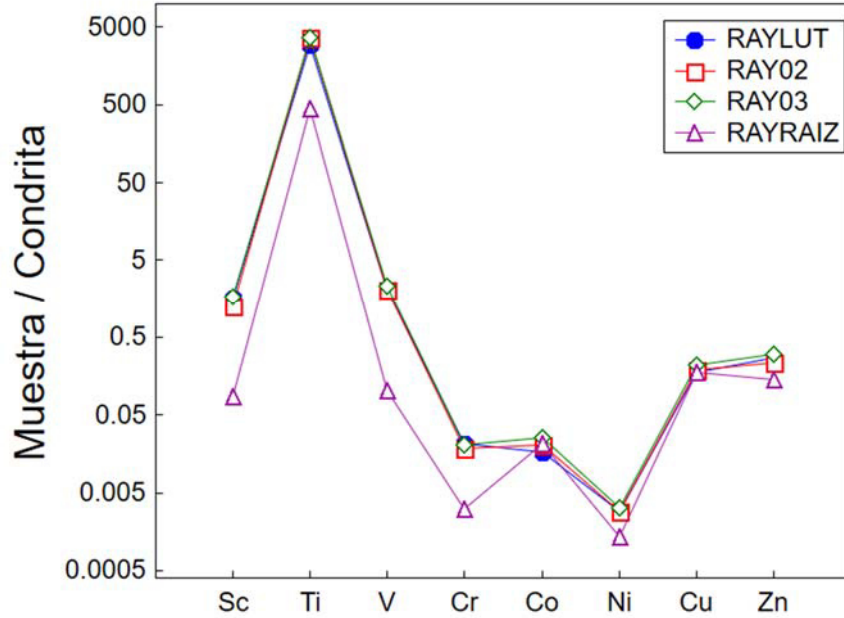


Figura 5.19 Patrones de metales de transición, normalizados a condrita (Rollinson, 1993), de la lutita RAYLUT, los suelos RAY02 y RAY03, y la raíz de encino RAYRAIZ.

En el caso del perfil RAY, se observa una movilidad limitada ($D_i = 1-2.5$) de los elementos traza con respecto al TiO_2 durante el desarrollo del suelo (Figura 5.20).

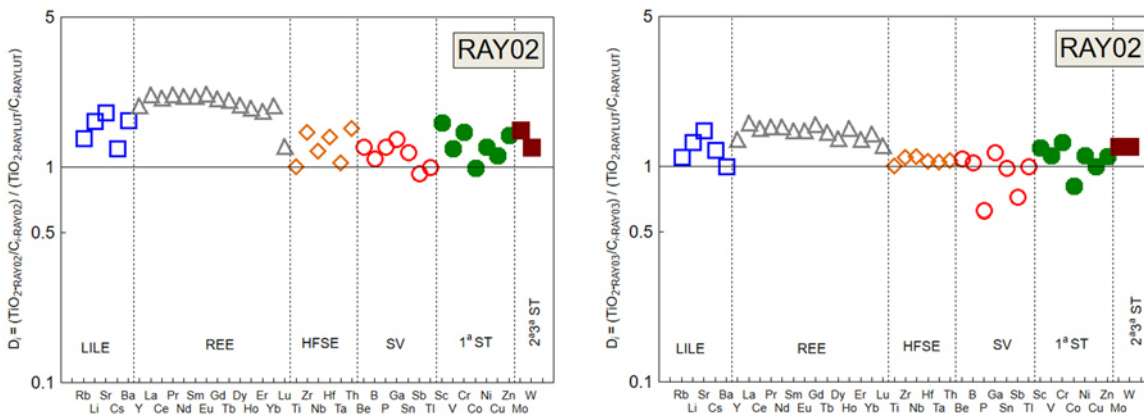


Figura 5.20 Variación del parámetro D_i , de acuerdo al tipo de elemento traza, para los horizontes de suelo RAY.

El perfil RAY, concuerda con las características físicas, químicas y biológicas reportadas para un litosol (Deckers *et al.*, 1998). El perfil de suelo presenta una estratificación limitada (espesor total ~30 cm) que es esperada debido al pobre

desarrollo edafológico. Los análisis mineralógicos muestran patrones similares entre la roca madre (lutita Méndez) y los horizontes de suelo.

Por otra parte, el desarrollo edafológico en zonas semiáridas, el pH de los estratos que conforman el perfil RAY es ligeramente alcalino (7 – 7.5). Esta observación es comparable a lo reportado por Batjes (1995). Adicionalmente, los horizontes presentan un contenido restringido en arcillas (<20%), lo que se traduce en una retención limitada de agua (Blumberg y Cunningham, 1982) y un contenido de materia orgánica (< 2%; Deckers *et al.*, 1988).

Sobre este suelo se desarrolla una vegetación en la que predomina el matorral submontano con presencia de algunos encinos. Es importante señalar que, el patrón normalizado de REE para la raíz de encino se caracteriza por un enriquecimiento muy marcado en relación a la roca y los suelos, alcanzando un valor de $La_N \sim 1000x$ (Figura 5.18). Esta elevada acumulación de lantánidos puede explicarse como resultado del análisis químico en la raíz de un espécimen maduro y desarrollado (RAYRAIZ), que se obtuvo a una mayor profundidad que en los casos anteriores. Las dimensiones del individuo (raíz de 40 a 50 cm de largo) indican una mayor edad, con respecto a las muestras colectadas a lo largo de los otros perfiles.

5.6 Comentarios finales

Desde su evolución de la roca madre, el suelo es el último y más importante reservorio de elementos traza en ambientes terrestres. Este sistema es un proveedor de iones hacia las plantas, en donde son parte importante de su metabolismo y química interna (Bauer y Velde, 2014). En el presente estudio, la conexión entre la roca madre, los suelos generados y las plantas puede ser validada por una correlación estadísticamente significativa entre relaciones de elementos traza (por ejemplo, Figura 5.21).

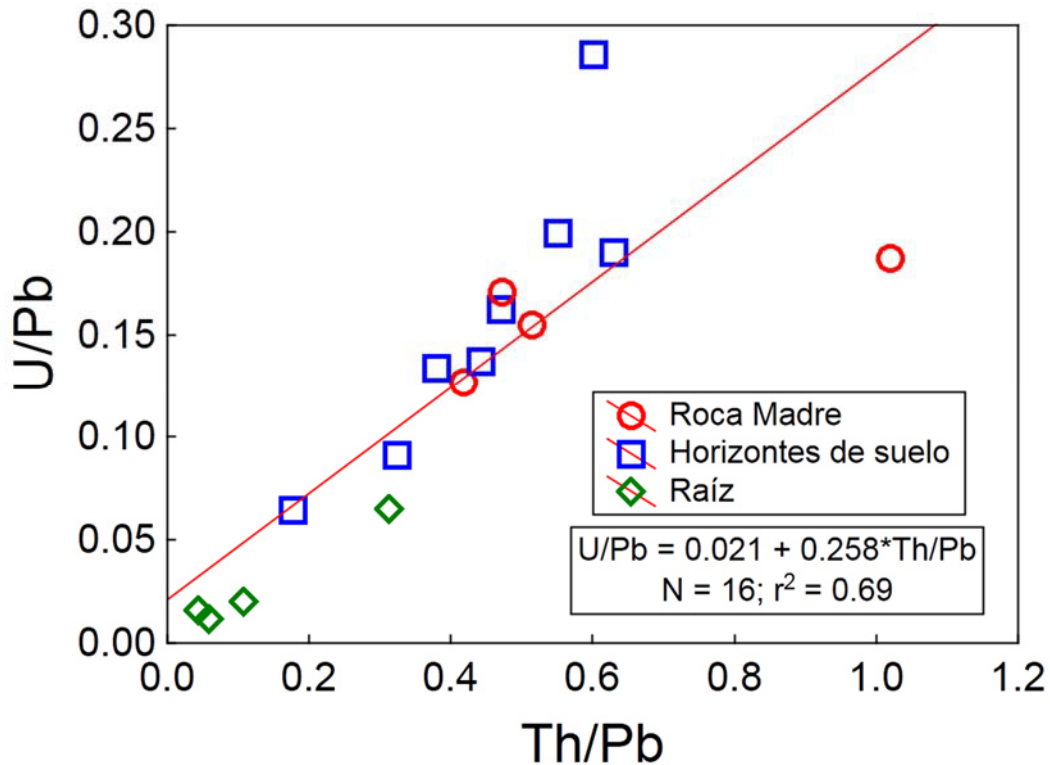


Figura 5.21 Diagrama de variación U/Pb – Th/Pb para roca madre, horizontes de suelo y raíz de encino de los perfiles BIOI a BIOIII y RAY.

Sin embargo, el suelo tiene una capacidad finita de capturar elementos traza. En algunos casos, alcanzar o exceder dicha capacidad puede traducirse en consecuencias ambientales: una mayor movilidad en el suelo resulta en facilidad de transporte hacia plantas y animales y, en casos extremos, en biotoxicidad. De esta forma, un elemento traza puede incorporarse en un sistema de suelo (Adriano, 2001): (a) disuelto en solución, (b) ocupando sitios de intercambio en sólidos orgánicos o inorgánicos, (c) fijo u ocluido en fases minerales, (d) precipitado con otros componentes y (e) incorporado en material biológico. Las primeras dos formas son las reconocidas como móviles y fitodisponibles, mientras que las últimas tres son inmóviles, aunque con el tiempo pudieran variar este comportamiento. Desafortunadamente, la cinética que gobierna la movilidad de un elemento traza en un suelo es muy compleja y poco entendida. Sin embargo, esta propiedad está acotada a varios factores (Carrillo-González *et al.*, 2006; Bauer y Velde, 2014): (a) contenido y tipo de minerales arcillosos, (b) contenido y tipo de materia orgánica, (c) presencia de óxi-hidróxidos de Fe, Mn y Al, (d) presencia de

agentes quelatantes orgánicos y (e) el pH, que es el factor principal que afecta el equilibrio.

La literatura señala que los suelos ricos en minerales arcillosos, independientemente del pH, tienen una mayor capacidad de retención de elementos traza en comparación con aquellos que muestran contenidos bajos o ausentes (Murray *et al.*, 2004). Esta propiedad depende de la naturaleza de las arcillas y de las propiedades de los cationes. Por ejemplo, Rybicka *et al.* (1995) reportaron que la capacidad de retención de metales en illita-montmorillonita es $Pb > Cd = Cu > Ni > Zn$. Bauer y Velde (2014) han reportado una capacidad de intercambio iónico de 120 miliequivalentes de carga/100 g de muestra para la montmorillonita, mientras que arcillas no-esmectíticas (tal como caolinita o illita) presentan un valor de 10 miliequivalentes de carga/100 g de muestra.

En este punto, es importante señalar que los suelos de los perfiles BIOI a BIOIII y RAY muestran ~30% de minerales arcillosos (principalmente montmorillonita, acompañada de illita, clorita y/o caolinita). De esta forma, la presencia de montmorillonita-esmectita es probablemente un factor importante en la relativa poca movilidad de los elementos traza observada en el presente estudio.

La materia orgánica puede jugar un papel dual en la solubilidad de elementos traza. Algunos de ellos (por ejemplo, Pb, Zn, Cd, Hg, Cu) pueden encontrarse en asociación con materia orgánica natural disuelta, especialmente ácidos fúlvicos y húmicos (Stevenson, 1994). El proceso puede ocurrir por atracción electrostática, lo que puede contribuir a la movilidad de los elementos (por ejemplo, Lasat, 2002). Sin embargo, la formación de complejos órgano-metálicos estables puede llevar a una movilidad relativamente baja de Cu, Pb, Ni, Zn y Cd (por ejemplo, Karapanagiotis *et al.*, 1991).

En este sentido, dentro de los casos estudiados, el desarrollo del perfil BIOII está acompañado por un incremento significativo de materia orgánica (1.8 a 6.0%) acoplado a un fuerte retención de la mayor parte de los elementos traza. En el resto de los casos, la variación de contenido de materia orgánica es más limitada (1.2 a 3.0%).

El pH controla la solubilidad de hidróxidos metálicos, carbonatos y fosfatos, así como de la materia orgánica. De esta forma, la capacidad de retención de un suelo se incrementa con el aumento del pH, alcanzando un máximo en valores neutrales o ligeramente alcalinos. En esta condición aumenta la capacidad de adsorción de los óxidos de Fe y Mn. Además, los elementos traza pueden ser ocluidos en las fases de carbonatos (Adriano, 2001). Una excepción a este comportamiento lo muestran As, Mo, Se y Cr (estados de oxidación altos), que comúnmente son más móviles bajo condiciones alcalinas o calcáreas. Por otra parte, Be, Cd, Hg y Zn son moderadamente móviles en condiciones neutras o ligeramente alcalinas. Se ha mencionado que la alcalinización de los suelos limita la incorporación de elementos traza en plantas (Bauer y Velde, 2014).

Es importante señalar que, los perfiles de suelo estudiados en este trabajo parten de lutitas y una arenisca con proporciones significativas de carbonatos (6.5 a 40%). Esto se refleja en horizontes de suelo que muestran, en general, un pH neutro a ligeramente alcalino. En concordancia con lo reportado en la literatura, la movilidad de los elementos traza en los casos estudiados estuvo restringida, en términos generales, a Sr, P_2O_5 y Mo.

Otro aporte importante de este trabajo es que, como en el desarrollo de los perfiles de suelo estudiados entre Montemorelos y Rayones no existe evidencia de influencia antropogénica, las concentraciones de elementos traza podrían considerarse como una línea base composicional pedogeoquímica para vertisol, litosol y rendzina en la región. Cabe señalar que, para el caso del perfil FCF no se cuenta con evidencia clara para establecer si tuvo lugar o no alguna perturbación antropogénica, además de que no fue posible generar datos geoquímicos para sus estratos.

CAPÍTULO 6 – CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Como una contribución al conocimiento relacionado a los procesos de alteración y generación de suelo en los bordes de la Sierra Madre Oriental, se llevó a cabo la caracterización mineralógica y geoquímica del sistema roca-suelo-raíz en una serie de perfiles distribuidos en Linares (Perfil FCF) y la carretera Montemorelos – Rayones (Perfiles BIOI – BIOIII, RAY), en el estado de Nuevo León.

Los perfiles edafológicos FCF, BIOI, BIOIII y RAY se han generado a partir de lutita calcárea de la Formación Méndez (Campaniano – Maastrichtiano), mientras que el perfil BIOII parte de una arenisca calcárea de la zona de transición de las Formaciones San Felipe (Coniaciano-Santoniano) y Méndez. Estas son litologías típicas que afloran en la región de estudio. La mineralogía de la lutita calcárea se caracteriza, en general, por incluir cuarzo, calcita, albita, montmorillonita e illita cementado por carbonato. Por su parte, la arenisca contiene cuarzo, anortoclasa, albita, montmorillonita, calcita e illita cementado por carbonatos.

De acuerdo a sus características morfológicas y fisicoquímicas, los perfiles de suelo (espesor = 0.3 a 4.0 m) corresponden a litosol (FCF, BIOI y BIOIII), vertisol (RAY) y rendzina/vertisol (BIOII), con un desarrollo relativamente limitado en un marco climático semiárido a templado.

Los suelos estudiados se caracterizan por mostrar, en general, un pH neutro a ligeramente básico (6.5 a 8.0), con un incremento asociado al desarrollo edafológico (alcalinización), acompañado de un aumento en carbonatos, minerales arcillosos y materia orgánica. La difracción de rayos-X ha revelado que los minerales arcillosos (montmorillonita, illita, clorita y/o caolinita) pueden alcanzar de 30 – 35% de la composición de los suelos.

En general, la alcalinización y la acumulación de materia orgánica (3 a 6%) ha restringido la movilidad de los elementos traza a lo largo de los horizontes: así que, entre más alcalino es el suelo ocurre una mayor retención de elementos traza. Con apoyo de diversos diagramas geoquímicos y en concordancia a la

literatura, se ha determinado que Sr, P₂O₅ y Mo son los únicos elementos móviles en los sistemas bajo estudio.

Las comunidades vegetales que se desarrollan sobre los suelos bajo estudio varían desde matorral submontano (dominado por coyotillo, cenizo, capul, panalero, mezquite y huizache) a bosque de pino-encino. Sin embargo, durante el presente estudio se seleccionó la raíz de una especie que se mantuviera a lo largo del transecto de muestreo, correspondiendo a encino (*Quercus* spp.). En general, salvo una excepción, existe una transferencia limitada de elementos traza desde el suelo a la raíz. Un desarrollo incipiente de los individuos de encino y las condiciones edafológicas ya descritas son las responsables de un proceso de transferencia a la raíz muy limitado.

El presente estudio representa un primer esfuerzo para entender la sistemática mineralógica y geoquímica de los sistemas roca-suelo-vegetación en el Noreste de México. Se recomienda extender el estudio a otros tipos de suelos y a aplicar técnicas de extracción secuencial de elementos traza en los perfiles.

BIBLIOGRAFÍA

- Adriano, D.C. 2001. Trace elements in the terrestrial environment: Biogeochemistry, Bioavailability and Risks of Metals. Springer-Verlag, New York, 860 p.
- Aguilar, A.R. 1984. Integración geológica-geoquímica para determinar posibles áreas de generación de hidrocarburos en la porción centro-oriental de la Zona Norte. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, 229 p.
- Aich, S., Gross, M.R. 2008. Geospatial analysis of the association between bedrock fractures and vegetation in an arid environment. *International Journal of Remote Sensing* 29, 6937-6955.
- Alanís, G.J. 1991. El matorral del Noreste de México como un recurso forrajero potencial para el Ganado caprino. Reporte Científico N° 8. Facultad de Ciencias Forestales, UANL. 23 p.
- Alegret, L., Thomas, E. 2001. Upper Cretaceous and lower Paleogene benthic foraminifera from northeastern Mexico. *Micropaleontology* 47, 269-316.
- Alexander, E.B. 2014. Arid to humid serpentine soils, mineralogy, and vegetation across the Klamath Mountains, USA. *Catena* 116, 114-122.
- Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Brown, L.D., Kaufman, S., Oliver, J.E., Houston, R.S. 1982. COCORP profiling across the Rocky Mountain Front in southern Wyoming; Part 2, Precambrian basement structure and its influence on Laramide deformation. *Geological Society of America Bulletin* 93, 1253-1263.
- Álvarez, M.J. 1961. Provincias fisiográficas de la República Mexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 24, 5-20.
- Aranda, G.M. 1991. El segmento San Felipe del cinturón cabalgado, Sierra Madre Oriental, Estado de Durango. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* 41, 18-36.
- Aranda-Manteca, F.J., Stinnesbeck, W. 1993. Primer registro de Mosasáuridos en el noreste de México, en Pola, C., Ramírez, J.A., Rangel, M.M., Navarro, I. *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León* 8, 1-8.
- Armstrong, R.L. 1968. Sevier orogenic belt in Nevada and Utah. *Geological Society of America Bulletin* 79, 429-458.
- Arz, J.A., Arenillas, I., Soria, A.R., Alegret, L., Grajales-Nishimura, J.M., Liesa, C.L., Meléndez, A., Molina, E., Rosales, M.C. 2001. Micropaleontology and sedimentology across the Cretaceous/Tertiary boundary at La Ceiba (México): Impact-generated sediment gravity flows. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 505-519.
- Baize, D., Girard, M.C., Boulaine, J., Cheverry, C., Ruellan, A. 1990. Référentiel pédologique français. 3ème proposition. Association française pour l'étude du sol, Institut National de la Recherche Agronomique, Plaisir, 16-21.
- Baldwin, M., Kellogg, C.E., Thorp, J. 1938. Soil classification. En: *Soils and Men*. U.S. Department of Agriculture Yearbook. U.S. Govt. Print. Office, Washington, DC, 979-1001.
- Barth, A.P., Wooden, C.E., Jacobson, J.L., Economos, R.C. 2012. Detrital zircon as a proxy for tracking the magmatic arc system: the California Arc example. *Geology* 41, 223-226.
- Batjes, N.H. 1995. A global data set of soil pH properties. Technical Paper 27, International Soil Reference and Information Centre (ISRIC), Wageningen, Holanda.
- Bauer, A., Velde, B.D. 2014. Chapter 4. Soils: Retention and movement of elements at the interface. *Geochemistry at the Earth's surface*, Springer, Berlin. 157-196.
- Bird, P. 1988. Formation of the Rocky Mountains western United States: A continuum computer model. *Science* 239, 1501-1507.
- Blecker, S.W., Stillings, L.L., Amacher, M.C., Ippolito, J.A., DeCrappeo, N.M. 2012. Development of vegetation based soil quality indices for mineralized terrane in arid and semi-arid regions. *Ecological Indicators* 20, 65-74.
- Blokhuys, W.A. 1982. Morphology and génesis of vertisols. *Congress of Soil Science*, New Delhi 47 p.
- Blumberg, B., Cunningham, R.L. 1982. An introduction to soil of Pennsylvania. The Pennsylvania State University, Philadelphia, PA, 25 p.
- Bockheim, J.G., Gennadiyev, A.N., Hartemink, A.E., Brevik, E.C. 2014. Soil-forming factors and Soil Taxonomy. *Geoderma* 226-227, 231-237.
- Boeken, B., Shachak, M. 1994. Desert plant-communities in human-made patches – implications for management. *Ecological Applications* 4, 702-716.

- Bolt, G.H. 1982. Soil Chemistry. Part B: Physico-Chemical Models. Amsterdam, Elsevier, 479p.
- Bolt, G.H., Bruggenwert, G.H.M. 1976. Soil Chemistry. Part A: Basic Elements. Amsterdam, Elsevier, 281p.
- Brady, N.C. 1974. Organic matter of mineral soils. En: Buckman, H.O., Brady, N.C., eds., The Nature and properties of soils. Macmillan Publishing Co., New York, 137-163.
- Brashears, D.D., Barnes, F.J. 1999. Interrelationships between plant functional types and soil moisture heterogeneity for semiarid landscapes within the grassland/forest continuum: a unified conceptual model. *Landscape Ecology* 14, 465-478.
- Braud, I., Vich, A.I.J., Zuluaga, J., Fornero, L., Pedrani, A. 2001. Vegetation influence on runoff and sediment yield in the Andes region: observation and modelling. *Journal of Hydrology* 254, 124-144.
- Bryant, J.A.M., Reynecke, B.K., Brown, R.L. 2013. Geology and Topography effects on exotic plant distribution in a semi-arid Mima Mound Prairie in Eastern Washington. *Northwest Science* 87, 12-23.
- Buxbaum, C.A.Z., Vanderbilt, K. 2007. Soil heterogeneity and the distribution of desert and steppe plant species across a desert-grassland ecotone. *Journal of Arid Environments* 69, 617-632.
- Campa, M.F. 1985. The Mexican Thrust Belt. Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region. Howell, E.G., ed., Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas. Earth Science Series 1, 299-313.
- Campa, M.F., Coney, P.J. 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences* 20, 1040-1051.
- Cammeraat, L.H. 2002. A review of two strongly contrasting geomorphological systems within the context of scale. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 1201-1222.
- Carrillo-Bravo, J. 1971. La Plataforma de Valles San Luis Potosí. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* 23, 102p.
- Carrillo-González, R., Simunek, J., Sauve, S., Adriano, D. 2006. Mechanisms and pathways of trace element mobility in soils. *Advances in Agronomy* 91, 111-178.
- Castellanos, J.Z., Uvalle, J.X., Aguilar, A. 2000. Manual de interpretación de análisis de suelos y aguas 2ª Ed. Colección INCAPA, México. 226 p.
- Ceccato, P., Gobron, N., Flasse, S., Pinty, B., Tarantola, S. 2002. Designing a spectral index to estimate vegetation water content from remote sensing data: Part 1. Theoretical approach. *Remote Sensing of Environment* 82, 188-197.
- Chávez-Cabello, G. 2005. Deformación y magmatismo Cenozoicos en la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México. Tesis Doctoral. Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Querétaro, México. 200p.
- Cheng, Y.-B., Zarco-Tejada, P.J., Riaño, D., Rueda, C.A., Ustin, S.L. 2006. Estimating vegetation water content with hyperspectral imagery using spectral indices and partial least squares regression. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 9, 414-424.
- Clevers, J., Kooistra, I., Schaepma, M. 2010. Estimating canopy water content using hyperspectral remote sensing data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 12, 119-125.
- Colombo, R., Meroni, M., Marchesi, M., Busetto, L., Rossini, M., Giardino, C. 2008. Estimation of leaf and canopy water content in poplar plantations by means of hyperspectral indices and inverse modeling. *Remote Sensing of Environment* 112, 1820-1834.
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). 2002. Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero citrícola norte, Estado de Nuevo León, México.
- Coney, P.J., Reynolds, S.J. 1977. Cordilleran Benioff zones. *Nature* 270, 403-406.
- Coney, P.J., Jones, D.L., Monger, J.W.H. 1980. Cordilleran suspect terranes. *Nature (London)* 288, 329-333.
- Coney, P.J., Evenchick, C.A. 1994. Consolidation of the American Cordilleras. *Journal of South American Earth Sciences* 7, 241-262.
- Cook, B.J., Hauer, F.R. 2007. Effects of hydrologic connectivity on water chemistry, soils, and vegetation structure and function in an intermontane depressional wetland landscape. *Wetlands* 27, 719-738.
- Coulombe, C.E., Dixon, J.B., Wilding, L.P. 1996. Chapter 5: Mineralogy and chemistry of vertisols. *Developments in Soil Science* 24, 115-200.
- Crider, J.G., Peacock, D.C.P. 2004. Initiation of brittle faults in the upper crust: a review of fold observations. *Journal of Structural Geology* 26, 691-707.

- Corgne, S., Magagi, R., Yergeau, M., Sylla, D. 2010. An integrated approach to hydrogeological lineament mapping of semi-arid region of West Africa using Radarsat-1 and GIS. *Remote Sensing of Environment* 114, 1863-1875.
- Dana, J.D. 1896. *Manual of geology*, 4th ed. New York. American Book Company. 1987p.
- DeCelles, P.G. 2004. Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran thrust belt and foreland basin system, western U.S.A. *American Journal of Science* 304, 105-168.
- DeCelles, P.G., Ducea, M., Kapp, P., Zan, G. 2009. Cyclicity in Cordilleran orogenic systems. *Nature Geosciences* 2, 251-257.
- Deckers, J.A., Nachtergaele, F.O., Spaargaren, O.C. (Eds.) 1998. *World Reference Base for Soil Resources: Introduction*. International Society of Soil Science (ISSS), International Soil Reference and Information Centre (ISRIC), Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO), Publishing Company Acco, Leuven, Bélgica.
- DeScerna, Z. 1989. An outline of the geology of Mexico. In: Bally, A.W., Palmer, A.R., (Eds), *Decade of North American Geology, Volume A: The Geology of North America – An Overview*. Geological Society of America, 233-264.
- Dickinson, W.R., Snyder, W.R. 1978. Plate tectonics of the Laramide orogeny, in: Matthews, v. III. Ed., *Laramide folding associated with basement block faulting in the western United States*. Geological Society of America Memoir 151, 355-366.
- Dickinson, W.R., Klute, M.A., Hayes, M.J., Janecke, S.U., Lundin, E.R., McKittrick, M.A., Olivares, M.D. 1988. Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region. *Geological Society of American Bulletin* 100, 1023-1039.
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F. 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 9, 1142-1160.
- Doble, R., Simmons, C., Jolly, I., Walker, G. 2006. Spatial relationships between vegetation cover and irrigation-induced groundwater discharge on a semi-arid floodplain, Australia. *Journal of Hydrology* 329, 75-97.
- Dokuchaev, V.V. 1883. *Russian Chernozem. Selected works of V.V. Dokuchaev, vol. I*. Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem (Traducción al inglés 1967).
- Drenge, H.E. 1991. Human activities and soil degradation. En: Skujins, J., Ed., *Semi-arid lands and Deserts*. Marcel Dekker, Inc., New York, 335-360.
- Dumble, E.T. 1915. Tertiary deposits of northeastern Mexico. *Proceedings of the California Academy of Science* 5, 163-193.
- Duniway, M.C., Herrick, J.E., Monger, H.C. 2007. The high water-holding capacity of petrocalcic horizons. *Soil Science Society of America Journal* 71, 812-819.
- Ebel, B.A., Loague, K., Dietrich, W.E., Montgomery, D.R., Torres, R., Anderson, S.P., Giambelluca, T.W. 2007. Near-surface hydrologic response for a steep, unchanneled catchment near Coos Bay, Oregon: 1. Sprinkling experiments. *American Journal of Science* 307, 678-708.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R. 2000. Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 53, 1-26.
- English, J.M., Johnston, S.T., Wang, K. 2003. Thermal modeling of the Laramide Orogeny: testing the flat-slab subduction hypothesis. *Earth and Planetary Sciences Letters* 214, 619-632.
- English, J.M., Johnston, S.T. 2004. The Laramide Orogeny: What were the driving forces? *International Geology Review* 46, 833-838.
- Estrada-Castillón, E., Yen-Méndez, C., Delgado-Salinas, A., Villarreal-Quintanilla, J.A. 2004. Leguminosas del centro del estado de Nuevo León, México. *Anales del Instituto de Biología, UNAM. Serie Botánica* 75, 73-85.
- Euliss, N.H.Jr., LaBaugh, J.W., Fredrickson, L.H., Mushet, D.M., Laubhan, M.K., Swanson, G.A., Winter, T.C., Rosenberry, D.O., Nelson, R.D. 2004. The wetland continuum: a conceptual framework for interpreting biological studies. *Wetlands* 24, 448-458.
- FAO 1998. *World Reference Base for Soil Resources*. World Soil Resources Rep. 84, 88 p.
- FAO 2009. *Guía para la descripción de suelos* 4^o Ed. Roma, 111 p.
- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Tolson, G., Van der Plijm, B. 2014. Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold-Thrust Belt (central Mexico): evidence from isotopic dating of fold and faults. *International Geology Review* 56, 734-755.
- Fitzpatrick, E.A. 1980. *Soils – Their formation, classification and distribution*. Longman, Londres, 353 p.

- Foroughbakhch, P.R., Alanís-Flores, G.J., Hernández-Piñero, J.L., Carrillo-Parra, A. 2010. The structure and function of vegetal ecosystems of semiarid areas in northeastern Mexico. En: M.L. Camilleri, ed., *Structural Analysis*. p. 21-50.
- Frostkrus, B. 1924. Die Klassifikation der Böden und Bodenarten Finnlands. *Mémoires sur la classification et la nomenclature des sols*, 141-176.
- Gamper, M.A. 1977. Estratigrafía y microfacies cretácicas del Anticlinorio Huizachal-Peregrina (Sierra Madre Oriental). *Boletín de la Sociedad Geológica de México* 2, 1-17.
- García, E. 1981. Modificación al Sistema de Clasificación Climática de Köppen, para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana. UNAM, México. 252p.
- García, E. 1998. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen, México. Instituto de Geografía, UNAM. 250p.
- Gisbert, J.M., Ibáñez, S. 2001. Génesis de Suelos. Edición Universidad Politécnica de Valencia. 222 p.
- Goldhammer, R.K. 1999. Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, p.1-58
- González, H.M.G., Miranda, P.L.R., Flores, L.R. 1986. La carta de terrenos estratotectónicos de la República Mexicana. *Revista de Geografía* 1, 27-44.
- Gray, G., Johnson, C.A. 1995. Structural and tectonic evolution of the Sierra Madre Oriental, with emphasis on the Saltillo-Monterrey corridor. *American Association Petroleum Geologists, Annual Convention* 10, 1-17.
- Groenveld, D.P. 2008. Remotely-sensed groundwater evapotranspiration from alkali scrub affected by declining water table. *Journal of Hydrology* 358, 294-303.
- Gros, A., Domínguez, A. 1992. *Abonos: Guía práctica de la fertilización*. 8ª Edición. Ediciones Mundi-Prensa, Madrid, España. 450 p.
- Han, F.X. 2007. *Biogeochemistry of trace elements in arid environments*. Springer, Dordrecht, Holanda.
- Hancock, P.L. 1985. Brittle microtectonics: principle and practice. *Journal of Structural Geology* 7, 437-457.
- Hardon, H.J. 1936. Podzol profiles in the tropics. *Natuurk. Tijdschr. Nederland-Indië* 96, 25-41.
- Heiseke, D., Foroughbakhch, R. 1985. El matorral como recurso forestal. *Reporte Científico* 1, Facultad de Ciencias Forestales, UANL, Linares. 31 p.
- Hempel, J., Micheli, E., Owens, P., McBratney, A. 2013. Universal Soil Classification System. Report from the International Union of Soil Sciences Working Group. *Soil Horiz.*, <http://dx.doi.org/10.2136/sh12-12-0035>.
- Herrick, J.E., Brown, J.R., Tugel, A.J., Shaver, P.L., Havstad, K.M. 2002. Application of soil quality to monitoring and management: paradigms from rangeland ecology. *Agronomy Journal* 94, 3-11.
- Hilgard, E.W. 1914. *Soils*, The Macmillan Company, New York.
- Holzinger, B., Hülber, K., Camenisch, M., Grabherr, G. 2008. Changes in plant species richness over the last century in the eastern Swiss Alps: elevational gradient, bedrock effects and migration rates. *Plant Ecology* 195, 179-196.
- Honorato, R. 2000. *Manual de Edafología*. 4ª Ed. Editorial Alfa Omega, México. 267 p.
- IUSS – WRB. 2007. Base referencial mundial del Recurso Suelo. Primera actualización 2007. *Informes sobre Recurso Mundiales de Suelos* 103. FAO, Roma.
- Jenny, H. 1941. *Factors of soil formation: a system of quantitative pedology*. McGraw-Hill, New York. 281 p.
- Jenny, H. 1980. *The soil resource: origin and behavior*. Springer-Verlag, New York. 377 p.
- Jenny, H. 1994. *Factors of soil formation: a system of quantitative pedology*. Dover Publications Inc., New York, 191 p.
- Jin, X., Wan, L., Zhang, Y., Xue, Z., Yin., Y. 2007. A study of the relationship between vegetation growth and groundwater in the Yinchuan plain. *Earth Science Frontiers* 14, 197-203.
- JNC. 2000. H12: Project to establish the scientific and technical basis for HLW disposal in Japan-supporting report 1: Geological environment in Japan. Japan Nuclear Cycle Development Institute, JNC TN1410 2000-0002.
- Joffe, J.S. 1936. *Pedology*. Rutgers University Press, New Brunswick, N.J.
- Karapanagiotis, N.K., Sterritt, R.M., Lester, J.N. 1991. Heavy metals complexation in sludge amended soil. The role of organic matter in metals retention. *Environmental Technology* 12, 1107-1116.
- Keller, F., Kienast, F., Beniston, M. 2000. Evidence of response of vegetation to environmental change on high-elevation sites in the Swiss Alps. *Reg Environ Change* 1, 70-77.
- Keppie, J.D. 2004. Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 billion year odyssey. *International Geology Review* 46, 765-794.

- Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F. 1995. Provenance of Mexican Terranes: Isotopic Constraints. *International Geology Review* 37, 813-824.
- Koide, K., Koike, K. 2012. Applying vegetation indices to detect high water table zones in humid warm-temperature regions using satellite remote sensing. *International Journal of Applied Earth observation and Geoinformation* 19, 88-103.
- Körner, C. 2003. *Alpine plant life. Functional plant ecology of high mountain ecosystems*. Springer, Berlin.
- Kyrylchuk, A. 2014. Geography of Rendzinas in western region of Ukraine. Ivan Franko National University of Lviv, Ukraine. *Buletinul AȘM. Științele vieții* 1, 175 – 182.
- Lasat, M.M. 2002. Phytoextraction of toxic metals: A review of biological mechanisms. *Journal of Environmental Quality* 31, 109-120.
- Lawton, T.F., Trexler, J.H. 1991. Piggyback basin in the Sevier orogenic belt, Utah, implications for development of the thrust wedge. *Geology* 19, 827-830.
- Leudeling, E., Buerkert, A. 2008. Typology of oases in northern Oman based on Landsat and SRTM imagery and geological survey data. *Remote sensing of Environment* 112, 1181-1195.
- Levy, R. 1984. *Chemistry of Irrigated Soils*. New York: Van Nostrand Reinhold, 418p.
- Lipman, P.W., Prostka, H.J., Christiansen, R.L. 1971. Evolving subduction zones in the western United States, as interpreted from igneous rocks. *Science* 174, 821-825.
- Lippi-Boncambi, Mackenzie, R.C., Mitchell, W.A. 1955. The mineralogy of some soils from central Italy. *Universita di Perugia, Italy, Macaulay Institute, Aberdeen*. 281 – 288.
- Llorente-Sánchez, M. 2004. Caracterización física y química de vertisoles del noreste de México sometidos a distintas formas de manejo. Tesis de Maestría. Facultad de Ciencias Forestales, Universidad Autónoma de Nuevo León. 73 p.
- López-Ramos, E. 1985. *Geología de México*. Tomo II, 3ra edición, primera reimpresión, México, D.F. 1985. 453 p.
- Lucke, B., Kemnitz, H., Bäuml, R., Schmidt, M. 2014. Red Mediterranean soils in Jordan: New Insight in their origin genesis, and role as environmental archives. *Catena* 112, 4-24.
- Lugo-Hubp, J. 1990. El relieve de la República Mexicana: México D.F. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología. *Revista* 9, 82-111.
- Marret, R.A., Aranda, G.M. 1999. Structure and kinematic development of the Sierra Madre Oriental fold belt, Mexico. In: Wilson, J.L., Ward, W.C., Marret, R., (Eds), *Stratigraphy and structure of the Jurassic and Cretaceous Platform and Basin systems of the Sierra Madre Oriental: Monterrey and Saltillo Areas; northeastern Mexico*. South Texas Geological Society, San Antonio, TX. 69-98.
- Masaud, A., Koike, K. 2006. Arid land salinization detected by remotely sensed land-cover change: a case study in Siwa Region, NW Egypt. *The Journal of Arid Environments* 66, 151-167.
- McKee, J.W., Jones, N.W., Long, L.E. 1990. Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 102, 593-614.
- McLennan, S.M., Murray, R.W., 1999. Geochemistry of sediments. En: Marshall, C.P., Fairbridge, R.W. (Eds.), *Encyclopedia of Geochemistry*: Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, p.282-292.
- Michalzik, D. 1988. Trias bis tiefste Unter-Kreide der Nordostlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko. Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinental randes. Tesis Doctoral. Technische Hochschule Darmstadt, Alemania, 247p. (sin publicar).
- Michaud, G.A., Honger, H.C., Anderson, D.L. 2013. Geomorphic-vegetation relationships using a geopedological classification system, northern Chihuahuan Desert, USA. *Journal of Arid Environments* 90, 45-54.
- Miller, D.M., Goldstein, S.L., Langmuir, C. 1994. Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of Pb in the continents. *Nature* 368, 514-520.
- Miranda, F., Hernández-X, E. 1963. Fisiografía y vegetación. In: *Las zonas áridas del centro y noreste de México*. Edic. Inst. Mex. Rec. Nat. Renov. México, D.F. 1-27.
- Mohanty, B.P., Dasgupta, S., Köhne, J.M. 2006. Impacts of Juniper Vegetation and Karst Geology on Subsurface flow processes in the Edwards Plateau, Texas. *Vadose Zone Journal* 5, 1076-1085.
- Monger, H.C., Bestelmeyer, B.T. 2006. The soil-geomorphic template and biotic change in arid and semi-arid ecosystems. *Journal of Arid Environments* 65, 207–218.

- Montgomery, D.R., Dietrich, W.E. 2002. Runoff generation in a steep, soil-mantled landscape. *Water Resources Research* 38, 1168.
- Montgomery, D.R., Dietrich, W.E., Heffner, J.T. 2002. Piezometric response in shallow bedrock at CB1: Implications for runoff generation and landsliding. *Water Resources Research* 38, 1274.
- Moore, A.E., Attwell, C.A.M. 1999. Geological controls on the distribution of woody vegetation in the central Kalahari, Botswana. *South African Journal of Geology* 102, 350-362.
- Muir, J.M. 1936. Geology of the Tampico Region, Mexico. American Association of Petroleum Geologists, 280p.
- Mulder, J., Cresser, M.S. 1994. Soil and Soil Solution Chemistry. Biogeochemistry of small catchments: a tool for environmental research. *Scope* 51, 107-131.
- Muller, C.H. 1939. Relation of the vegetation and climatic types in Nuevo León, Mexico. *American Midland Naturalist* 21, 687-729.
- Muller, C.H. 1947. Vegetation and climatic in Coahuila, México. *Madroño* 9, 33-57.
- Murray, K.S., Rogers, D.T., Kaufman, M.M. 2004. Heavy metals in an urban watershed in Southeastern Michigan. *Journal of Environmental Quality* 33, 163-172.
- Nagra. 1994. Kristalline-I, geology and hydrogeology of the crystalline basement of northern Switzerland, Nagra Technical Report, NTB 93-01.
- Navar, J., Manzano, M.G. 2000. Processes of desertification by goats overgrazing in the Tamaulipan thornscrub (matorral) in north-eastern Mexico. *Journal of Arid Environments* 44, 1-17.
- Navar, J., Cavazos, T., Domínguez, P.A. 1994. Las precipitaciones mensuales con tres probabilidades estimadas por la distribución Gamma y su regionalización en el Estado de Nuevo León. Facultad de Ciencias Forestales, UANL, Linares, México. 23p.
- Navar, J. 2011. Stemflow variation in Mexico's northeastern forest communities: Its contribution to soil moisture content and aquifer recharge. *Journal of Hydrology* 408, 35-42.
- Navarro-Pedreño, J., Moral, H., Gómez, L., Mataix, B. 1995. Residuos orgánicos y agricultura. Universidad de Alicante. Servicio de Publicaciones Alicante, España. 108 p.
- Neave, M., Abrahams, A.D. 2002. Vegetation influences on water yields from grassland and shrubland ecosystems in the Chihuahuan Desert. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 1011-1020.
- Neff, J.C., Reynolds, R., Sanford Jr., R.L., Fernandez, D., Lamothe, P. 2006. Controls of Bedrock Geochemistry on Soil and Plant Nutrients in Southeastern Utah. *Ecosystems* 9, 879 – 893.
- Nigra, J.O. 1951. El Cretácico Medio en México, con especial referencia a las facies de caliza arrecifal del Albiano-Cenomaniano en la cenobahía de Tampico-Tuxpan. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* 3, 107-175.
- Noy-Meir, I., Ginzburg, B. 1967. An analysis of the water potential isotherm in plant tissues. I. The Theory. *Australian Journal of Biological Science* 20, 695-721.
- OCRWM. 2000. Yucca Mountain Site Description. TDR-CRW-GS-000001 REV 01 ICN 01.
- Oertli, J.J. A whole-system approach to water physiology in plants. *Advances in Frontiers of Plant Science*, New Delhi, India, 283 p.
- Olivero, A.M., Hix, D.M. 1998. Influence of aspect and stand age on ground flora of southeastern Ohio forest ecosystems. *Plant Ecology* 139, 177-187.
- Ortiz, B., Ortiz, C. 1980. Edafología. Universidad Autónoma de Chapingo 3ª Ed. Chapingo, Estado de México. 331 p.
- Ortiz Villanueva, B., Ortiz Solorio, C.A. 1988. Edafología. Universidad Autónoma de Chapingo, 7ª Edición, 394p.
- Padilla y Sánchez, R.J. 1985. Las estructuras de la Curvatura de Monterrey, Estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México. *Revista* 6, 1-20.
- Padilla y Sánchez, R.J. 1986. Post-Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico. *Geofísica Internacional* 25, 157-206.
- Palmer, R.H. 1927. Geology of eastern Hidalgo and adjacent parts of Veracruz, Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 11, 1173-1220.
- Parsons, A.J., Wainwright, J., Schelsinger, W.H., Abrahams, A.D. 2003. The role of overland flow in sediment and nitrogen budgets of mesquite dunefields, Southern New Mexico. *Journal of Arid Environments* 53, 61-71.
- Pasten-Zapata, E., Ledesma-Ruiz, R., Harter, T., Ramírez, A.I., Mahlknecht, J. 2014. Assessment of sources and fate of nitrate in shallow groundwater of an agricultural area by using a multi-tracer approach. *Science of the Total Environment* 470-471, 835-864.

- Patterson, R.A. 1982. Description of a Rendzina from Warialda, New South Wales. University of New England, Armidale, N.S.W. 44 p.
- PEMEX. 1988. Estratigrafía de la República Mexicana: Mesozoico. Subdirección de Producción Primaria, Coordinación ejecutiva de Exploración. 229p.
- Penuelas, K., Filella, I., Biel, C., Serrano, L. 1993. The reflectance at the 950-970nm region as an indicator of plant water status. *International Journal of Remote Sensing* 14, 1887-1905.
- Penuelas, J., Filella, I., Serrano, L., Save, R. 1996. Cell wall elasticity and water index (r970nm/r900nm) in wheat under different nitrogen availabilities. *International Journal of Remote Sensing* 17, 373-382.
- Pérez-Cruz, G.A. 1993. Geologic evolution of the Burgos Basin, northeastern Mexico. PhD dissertation, Rice University, 357 p.
- Pessagno, E.A. 1969. Upper Cretaceous stratigraphy of the western gulf coast area of Mexico, Texas and Arkansas. *Geological Society of America Special Publication* 3, 139 p.
- Pollard, D.D., Aydin, A. 1988. Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin* 100, 1181-1204.
- Porta, J., López-Acevedo, M., Roquero, C. 2003. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ed. Mundiempresa, 3° ed., 629 p.
- Porta, J., López-Acevedo, M., Poch, R. 2011. Introducción a la edafología. Uso y protección de suelos, 2ª Ed. Mundi-Prensa, Madrid, España. 849 p.
- POSIVA. 2005. Olkiluoto Site Description 2004. POSIVA, 2005-03.
- Raisz, E. 1959. Landforms of Mexico, Cambridge. Mass. Mapa con texto, escala 1:3000000.
- Ramann, E. 1911. *Bodenkunde*, Verlag Julius Springer, Berlin.
- Ramann, E. 1928. *The Evolution and Classification of Soils*. W. Heffer & Sons, Ltd., London.
- Ramírez-Espinosa, J., Campa, M.F., Talavera, O., Guerrero, M. 1991. Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectónicas. Conv. Sobre la evolución geológica de México, Primer Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Hidalgo, p. 163-166.
- Ramírez-Peña, C.F. 2011. Cartografía geológica y análisis estructural del intrusivo Santa Rosa, Concepción del Oro, Zacatecas. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, Nuevo León, México. 153 p.
- Reynolds, R.C., Belnap, J., Reheis, M., Lamothe, P., Luiszer, F. 2001. Aeolian dust in Colorado Plateau soils: Nutrient inputs and recent change in source. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 98, 7123-7127.
- Ringrose, S., Vanderpost, C., Matheson, W. 1998. Evaluation of vegetative criteria for near-surface groundwater detection using multispectral mapping and GIS techniques in semi-arid Botswana. *Applied Geography* 18, 331-354.
- Rodríguez, H., Rodríguez, J. 2002. Métodos de análisis de suelos y plantas. Criterios de interpretación. Editorial Trillas, UANL, 196 p.
- Rojas-Mendoza, P. 1965. Generalidades sobre la vegetación del estado de Nuevo León y datos acerca de su flora. Tesis de doctorado. Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F. 124 p.
- Rollinson, H.R. 1993. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Ed. Longman, Essex, U.K.. 352 p.
- Rosenberry, D.O., Striegj, R.G., Hudson, D.C. 2000. Plants as indicators of focused ground water discharge to a northern Minnesota lake. *Ground Water* 38, 296-303.
- Rybicka, E.H., Calmano, W., Breeger, A. 1995. Heavy metals sorption/desorption on competing clay minerals and experimental study. *Applied Clay Science* 9, 369-381.
- Rzedowski, J. 2006. Vegetación de México. 1ª Ed. Digital, Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad, México. 504 p.
- Saenger, A., Cécillon, L., Sebag, D., Burn, J.J. 2013. Soil organic carbon quantity, chemistry and thermal stability in a mountainous landscape: A rock-eval pyrolysis survey. *Organic Geochemistry* 54, 101-114.
- Santamaría, O.D., Arenas-Partida, R., Escamilla-Herrera, A. 1990. Normalización de la nomenclatura estratigráfica en las cuencas mesozoicas de México (Etapa I: Zona norte. Cretácico). Proyecto CAO-305. 140 p.
- Schlesinger, W.H., Ward, T.J., Anderson, J. 2000. Nutrient losses in runoff from grassland and shrublands habitats in Southern New Mexico: II. Field plots. *Biogeochemistry* 49, 69-86.
- Schlichting, E., Blume, H.P. 1966. *Bodenkundliches Praktikum*. Paul Parey Verlag, Hamburg, Berlin. 209 p.

- Schmidt, M.W.I., Torn, M.S., Abiven, S., Dittmar, T., Guggenberger, G., Janssens, I., Kleber, M., Kögel-Knabner, I., Lehmann, J., Manning, D.A.C., Nannipieri, P., Rasse, D.P., Weiner, S., Trumbore, S.E. 2011. Persistence of soil organic matter as an ecosystem property. *Nature* 478, 49-56.
- Searcy, K.B., Wilson, B.F., Fownes, J.H. 2003. Influence of bedrock and aspect on soils and plant distribution in the Holyoke Range, Massachusetts. *Journal of the Torrey Botanical Society* 130, 158-169.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C. 1993. Teconostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America* 278, 153 p.
- Siebe, C., Jahn, R., Stahr, K. 1996. Manual para la descripción y evaluación ecológica de suelos en campo 4ª ed. Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo, A.C., Chapingo, Estado de México, 57 p.
- Singh, U., Uehara, G. 1986. Electrochemistry of the double layer: principles and applications to soils. *Soil Physical Chemistry*, 1-38.
- Shishkov, T., Kolev, N. 2014. Rendzinas (Humus-Calcareous) Soils. The Soils of Bulgaria. Part of the series World Soils Book Series, 181 – 185.
- SKB. 1998. Parameters of Importance to Determine During Geoscientific Site Investigation. SKB Technical Report, TR 98-02.
- Smith, M.O., Ustin, S.L., Adams, J.B., Gillespie, A.R. 1990. Vegetation in deserts. II. Environmental influences on regional abundance. *Remote Sensing of Environment* 31, 27-52.
- Sohl, N.F., Martínez, E., Salmerón-Ureña, P., Soto-Jaramillo, F. 1991. Upper Cretaceous, The Geology of North America, vol. J, The Gulf of Mexico Basin. Geological Society of North America, 205-242.
- Sorensen, S. 1909. Enzymstudien II: Über die Messung und die Bedeutung der Wasserstoffionenkonzentration bei enzymatischen Prozessen. *Biochem. Zeit* 21, 131-200.
- Sposito, G. 1984. The surface Chemistry of soils. New York: Oxford University Press, 234p.
- SPP. 1981. Síntesis geográfica del estado de Nuevo León, México, D.F. 170 p.
- SPP-INEGI. 1986. Síntesis geográfica del Estado de Nuevo León, México. 170p.
- Stevenson, F.J. 1994. Humus Chemistry. Wiley, New York, 320 p.
- Suter, M. 1980. Tectonics of the external part of the Sierra Madre Oriental foreland thrust-and-fold between Xilitla and the Moctezuma River (Hidalgo and San Luis Potosí states). *Revista del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México* 4, 19-31.
- Suter, M. 1987. Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold belt in east-central Mexico. *Geological Society of American Bulletin* 98, 249-264.
- Swanson, G.A., Winter, T.C., Adomaitis, V.A., LaBaugh, J.W. 1988. Chemical characteristics of prairie lakes in south-central North Dakota: their potential of influencing use by fish and wildlife. U.S. Fish and Wildlife Service, Washington, DC, USA. Technical Report 18.
- Talavera-Mendoza, O. 1993. Les formations orogeniques Mesozoiques du Guerrero (Mexique meridional). Contribution a la connaissance de l'evolution geodynamique de cordilleres Mexicaines: These de l'Universite Joseph Fourier-Grenoble, 304 p.
- Tamayo, J.L. 1941. Morfología de la República Mexicana y division regional de la misma. *Revista Geográfica del Instituto Panamericano de Geografía e Historia* 1, 221-223.
- Tan, K.H. 1986. Degradation of soil minerals by organic acids. En: Huang, P.M., Schnitzer, M., eds., *Interactions of Soil minerals with Natural Organics and Microbes*. SSSA Special Publication 17, 1-27.
- Theurillat, J.P., Guisan, A. 2001. Potential impact of climate change on vegetation in the European Alps: a review. *Clim Change* 50, 77-109.
- Torres, R., Dietrich, W.E., Montgomery, D.R., Anderson, S.P., Loague, K. 1998. Unsaturated zone processes of hydrologic response of a steep, unchanneled catchment. *Water Resources Research* 34, 1865-1879.
- Tóth, J. 1999. Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeology Journal* 7, 1-14.
- UAAAN, Universidad Autónoma Agraria "Antonio Narro". 2007. Diagnóstico del sector forestal del Estado de Nuevo León. From http://www.agronuevoleon.gob.mx/oeidrus/estudios_e_investigaciones/FORESTAL/diagnostico.pdf
- Ueno, S., Sugitani, K. 2013. Systematic geochemical study of the soils, litter, and bedrock of a Permian Limestone Mountain, Central Japan. *Soil and Water Resources* 8, 178-185.

- United States Department of Agriculture (USDA) Soil Survey Staff. 2003. Keys to soil taxonomy. 9th ed. Washington, DC. Natural Resources Conservation Service, USDA, 322p.
- Van Olphen, H. 1991. An introduction to Clay Colloid Chemistry: For clay technologists. Geologists and Soil Scientists. 2nd ed. Malabar, FL. Krieger Pub. Co. 318 p.
- Velasco-Tapia, F., Verma, S.P. 1996. El análisis químico de materiales geológicos. Educación Química 7, 180-184.
- Villegas, D.M. 1972. Tipos de vegetación de los municipios de Linares y Hualahuises, N.L. Tesis de Licenciatura. Escuela de Agricultura, U de G, México. 96 p.
- Virmani, S.M., Sahrawat, K.L., Burford, J.R. 1982. Physical and chemical properties of vertisols and their management. In: Twelfth International Congress of Soil Science, New Dehli, India, February 8-16, p. 80-93.
- Vitousek, P.M. 1994. Factors controlling ecosystem structure and function. En: Amundson, R.G., Harden, J.W., Singer, M.J. eds., Factors of soil formation: a fiftieth anniversary retrospective. SSA Special Publication 33, 87-97.
- Walkley, A., Black, I.A. 1934. An examination of Degtjareff method for determining soil organic matter and proposed modification of the chromic acid titration method. Soil Science 37, 29-38.
- Walther, G.R., Beissner, S., Burga, C.A. 2005. Trends in the up-ward shift of alpine plants. Journal of Vegetation Science 16, 541-548.
- Walther, G.R., Burga, C.A., Edwards, P.J. 2001. Fingerprints of climate change-adapted behaviour and shifting species ranges. Kluwer Academic Publishers, New York.
- White, W.M. 2013. Geochemistry. Ed. Wiley-Blackwell, New York, U.S.A., 688 p.
- Woerner, P.M. 1989. Métodos químicos para el análisis de suelos calizos de zonas áridas y semiáridas. Facultad de Ciencias Forestales, UANL, Linares N. L. México, p. 46-48.
- Woerner, M. 1990. Los suelos del Bosque Escuela de la U.A.N.L. en la Sierra Madre Oriental, Iturbide N.L. Reporte Científico N° 20, 90 p.
- Woerner, M. 1991. Los suelos bajo vegetación de matorral descritos a través de ejemplos en el Campus Universitario de la UANL, Linares, N.L., Reporte Científico N° 22. Facultad de Ciencias Forestales, UANL, Linares, México. 116 p.
- WRB. 1998. World reference base for soils resources reports 84. International Society of Soil Resources (ISSS). International Soil Reference and Information Center (ISRIC) and Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO).
- Yao, J., Peters, D.P.C., Havstad, K.M., Gibbens, R.P., Herrick, J.E. 2006. Multi-scale factors and long term responses of Chihuahuan Desert grasses to drought. Landscape Ecology 21, 1217-1231.
- Yetemen, O., Istanbuloglu, E., Vivoni, E.R. 2010. The implications of geology, soils, and vegetation on landscape morphology: Inferences from semi-arid basins with complex vegetation patterns in Central New Mexico, USA. Geomorphology 116, 246-263.
- Zein, O.A., Abdelilah, D., Taviche, I.K., Ould Sabar, M.S. 2014. Study of trace elements (TEs) contents in a vertisol irrigated by sewage (Meknes-Morocco). American Journal of Environmental Engineering and Science 1, 67-71.
- Zhou, Y., Murphy, M.A., Hamade, A. 2006. Structural development of the Peregrina-Huizachal anticlinorium, Mexico. Journal of Structural Geology 28, 494-507.