



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE HIDALGO

Instituto de Ciencias Básicas e Ingeniería

Área Académica de Química

Doctorado en Ciencias Ambientales

TÍTULO

EVALUACIÓN Y CARACTERIZACIÓN FÍSICO-QUÍMICA
Y MINERALÓGICA DE SUELOS EN DENGANTZHA:
GÉNESIS, MORFOLOGÍA Y POTENCIALIDAD
AGRÍCOLA

TESIS

Que para obtener el título de:

DOCTOR EN CIENCIAS AMBIENTALES

Presenta

M.C. Julia María Domínguez Soto

Director de Tesis

Dra. Alma Delia Román Gutiérrez



Noviembre 2011

Evaluación y caracterización físico-química y mineralógica de suelos en Dengantzha: génesis, morfología y potencialidad agrícola

ÍNDICE GENERAL

		Pagina
Resumen		1
Abstract		2
Introducción		3
Capítulo I: Caracterización del Sistema Ambiental: Cerro de Dengantzha		6
I.1.	Medio Abiótico	6
I.2.	Medio Biótico	11
I.3.	Localización y vías de acceso al área de estudio	12
I.4.	Bibliografía	14
Capítulo II: Objetivo general		15
Capítulo III: Caracterización físico-química de los suelos		16
III.1.	Objetivo Específico	16
III.2.	Antecedentes	16
III.2.1.	Características físicas	17
III.2.1.1.	Clase Textural	17
III.2.1.1.1.	Agrupación de las texturas	18
III.2.1.2.	Densidad del suelo y porosidad	19
III.2.1.2.1.	Densidad aparente (δ_a)	20
III.2.1.2.2.	Densidad real (δ_r)	21
III.2.1.2.3.	Espacio poroso	22
III.2.1.2.3.1.	Factores que afectan la porosidad	23
III.3.1.	Características químicas	24
III.3.1.1.	Potencial de Hidrógeno (pH)	24
III.3.1.2.	Conductividad Eléctrica	26
III.3.1.3.	Materia orgánica (MO)	28
III.3.1.3.1.	Definición de MO en el suelo	28
III.4.	Metodología	29
III.4.1.	Toma de muestras	29
III.5.	Resultados	32
III.6.	Conclusiones	35
III.7.	Bibliografía	36
Capítulo IV: Determinación de color: Munsell – CIELab		39
IV.1.	Objetivo Específico	39
IV.2.	Antecedentes	39
IV.2.1.	Respuesta espectral del suelo	42

Caracterización física-química-mineralógica del Cerro de Dengantzha: "Tierra de Colores"

IV.2.2.	Sistema de Notación y Color Munsell	43
IV.2.3.	Sistema CIELab	44
IV.3.	Metodología	46
IV.3.1.	Sistema de Notación y Color Munsell	46
IV.3.2.	Sistema CIELab	47
IV.4.	Resultados y Discusión	47
IV.4.1.	Sistema de Notación y Color Munsell	47
IV.4.2.	Sistema CIELab	48
IV.4.3.	Correlaciones de parámetros cromáticos	54
IV.5.	Conclusiones	57
IV.6.	Bibliografía	58
Capítulo V: Índices de alteración y meteorización		61
V.1.	Objetivo Específico	61
V.2.	Antecedentes	61
V.2.1.	Procesos básicos de formación del suelo	62
V.2.1.1.	Fragmentación o meteorización física	62
V.2.1.2.	Alteración o meteorización química	63
V.2.1.3.	Translocación de sustancias	64
V.2.2.	Análisis Espectral de Fluorescencia de Rayos X	64
V.3.	Metodología	66
V.3.1.	Trabajo de Laboratorio	66
V.3.1.1.	Índices de alteración y meteorización	66
V.3.1.2.	Trazadores geoquímicos	67
V.4.	Resultados	67
V.4.1.	Elementos mayoritarios y Diagramas de Harker	68
V.4.1.1.	Calcio (CaO) y Magnesio (MgO)	69
V.4.1.2.	Aluminio (Al ₂ O ₃) Hierro total (Fe ₂ O ₃), Titanio (TiO ₂)	70
V.4.1.3.	Sodio (Na ₂ O) y Potasio (K ₂ O)	70
V.4.2.	Trazadores Geoquímicos	73
V.4.2.1.	Diagrama de Chesworth (Sistema Residual)	73
V.4.2.2.	Diagrama A-CN-K y estimación del Grado de Intemperismo	73
V.4.3.	Diagrama binario álcalis-silice	76
V.5.	Conclusiones	77
V.6.	Bibliografía	78
Capítulo VI: Caracterización de la microestructura del suelo		81
VI.1.	Objetivo Específico	81
VI.2.	Antecedentes	81
VI.2.1.	Los coloides del suelo	81
VI.2.2.	El potencial Zeta (pZ)	82
VI.2.3.	Capa Difusa de Cargas	83
VI.2.3.1.	Variación de la capa difusa de las partículas coloidales según la concentración iónica en el medio y la carga de los iones	84
VI.2.4.	Microscopía: Distribución y tamaño de gránulos	85

Caracterización física-química-mineralógica del Cerro de Denganthza: "Tierra de Colores"

VI.2.5.	Espectroscopia de Infrarrojo (EIR)	85
VI.2.6.	Microscopio Electrónico de Barrido (MEB)	87
VI.2.6.1.	Análisis Cuantitativo por EDS	88
VI.3.	Metodología	90
VI.3.1.	Distribución y tamaño de gránulos	90
VI.3.2.	Potencial Zeta	90
VI.3.3.	Espectroscopia de Infrarrojo (EIR)	90
VI.3.4.	Microscopía Electrónica de Barrido (MEB)	90
VI.4.	Resultados	91
VI.4.1.	Potencial Zeta	91
VI.4.2.	Tamaño de partícula	93
VI.4.3.	Morfología de las muestras	95
VI.4.4.	Espectroscopia de Infrarrojo (EIR)	99
VI.5.	Conclusiones	105
VI.6.	Bibliografía	106
Capítulo VII: Mapas temáticos del Sistema Ambiental		109
VII.1.	Objetivo Específico	109
VII.2.	Antecedentes	109
VII.2.1.	Topografía 1:250 000	111
VII.2.2.	Marco Geoestadístico Nacional	112
VII.2.2.1.	Marco Geoestadístico Nacional Actualizado al 2000	112
VII.2.2.2.	Marco Geoestadístico Nacional Actualizado al 2004	112
VII.2.2.3.	Marco Geoestadístico Nacional Actualizado al 2005	112
VII.2.3.	Información Estadística	113
VII.2.3.1.	Nacional, Estatal y Municipal	113
VII.2.3.2.	Localidades urbanas e Integración Territorial	113
VII.3.	Metodología	113
VII.4.	Resultados	114
VII.4.1.	Confección de mapas del área de estudio	114
VII.4.2.	Elaboración del mapa del municipio de Francisco I. Madero	116
VII.4.3.	Geología	121
VII.4.4.	Edafología	124
VII.5.	Conclusiones	127
VII.6.	Bibliografía	127

ÍNDICE DE CUADROS

No.	Descripción	Página
I.1.	Fisiografía en el Sistema Ambiental, municipio de Tepatepec de Francisco I. Madero	7
I.2.	Geología en el Sistema Ambiental, municipio de Tepatepec de Francisco I. Madero	8
I.3.	Edafología en el Sistema Ambiental, municipio de Tepatepec de Francisco I. Madero	8
I.4.	Clima en el Sistema Ambiental, municipio de Tepatepec de Francisco I. Madero	11
III.1.	21 Clases texturales del sistema USDA	18
III.2.	Clasificación de la densidad real de los suelos	22
III.3.	Densidades real óptima de algunos constituyentes de suelos	22
III.4.	Clasificación de la porosidad para uso agrícola	23
III.5.	Relación entre la textura y la porosidad de los suelos	23
III.6.	Clasificación de la reacción del suelo (pH)	26
III.7.	Descripción de los puntos de muestreo del Cerro de Denganthza	31
III.8.	Caracterización física y química de los puntos de muestreo del Cerro de Denganthza	35
IV.1.	Óxidos de hierro más característicos de los suelos	40
IV.2.	Color del suelo en húmedo y seco	49
V.1.	Contenido de Óxidos Totales en las muestras analizadas del ejido de Denganthza	72
VI.1.	Relación entre estabilidad y potencial Z	83
VI.2.	Promedio de tamaño de partícula (μm) a distintos volúmenes	93
VI.3.	Contenido de óxidos por EDS	97
VI.4.	Frecuencia de absorción en el IR para las muestras de estudio	100

ÍNDICE DE FIGURAS

No.	Descripción	Página
I.1.	Vegetación presente en el área de estudio	12
I.2.	Mapa de localización del área de estudio, localidades y medios de transporte en el Municipio de Francisco I. Madero, Hidalgo	13
III.1.	Distribución altitudinal de las muestras, mostrando las intensas coloraciones del ejido de Denganthza	30
IV.1.	Signaturas espectrales	43
IV.2.	Tabla de Color Munsell	44
IV.3.	Espacio de color CIELab	46
IV.5.	Atributos cromáticos de las 14 muestras de suelos en húmedo y seco	49
IV.6. y IV.7.	Correlación L* vs IC* en suelos húmedos y secos	54
IV.8. y IV.9.	Correlación a* vs IC* en suelos húmedos y secos	55
IV.10. y IV.11.	Correlación b* vs IC* en suelos húmedos y secos	56
IV.12. y IV.13.	Correlación H* vs IC* en suelos húmedos y secos	56
IV.14. y IV.15.	Correlación C* vs IC* en suelos húmedos y secos	57
V.1.	Intensidad de meteorización química en el área de estudio	68
V.2.	Diagramas de Harker (SiO_2/MgO y SiO_2/CaO)	69
V.3.	Diagramas de Harker ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ y $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$)	70
V.4.	Diagramas de Harker ($\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ y $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}$)	71
V.5.	Evolución geoquímica en el Sistema Residual de muestras analizadas de la región de Denganthza, situado en e Diagrama de Chesworth (1973)	74
V.6.	Diagrama ternario A-CN-K de Nesbit y Young (1984, 1989) mostrando los valores de CIA de las 14 muestras en la zona de estudio	76
V.7.	Diagrama de clasificación TAS (Le Maitre, 1989). Se muestra la ubicación de las muestras estudiadas	77
VI.1.	Visualización de la doble capa difusa	84
VI.2.	En la interacción de los electrones del haz primario con el	88

Caracterización física-química-mineralógica del Cerro de Denganthza: "Tierra de Colores"

	espécimen, unos generan varios tipos de señales (electrones secundarios, retrodispersados, Auger, rayos X, catodoluminiscencia, etc); mientras que otros electrones son absorbidos, transmitidos y difractados (éstos dos últimos se usan en el MET)	
VI.3.	Valores de potencial Z en función del pH	92
VI.4. (a,b,c)	Distribución de tamaño de partícula de las 14 muestras Micrografía de los 14 suelos de colores a X5000 (20 KV)	94,95
VI.5.	indicando el tipo de partícula y aglomerado que se observa en las muestras	98
VI.6.	Espectros de IR de las 14 muestras del ejido de Denganthza	101-104
VII.1.	Elementos geográficos utilizados para la generación de los mapas temáticos en el Sistema Ambiental	115
VII.2.	Tabla de atributos del municipio de Francisco I. Madero	116
VII.3.	Tabla de atributos de los caminos (veredas y brechas) del municipio de Francisco I. Madero	116
VII.4.	Tabla de atributos de los caminos (terracería) del municipio de Francisco I. Madero	117
VII.5.	Tabla de atributos de los caminos (carretera libre) del municipio de Francisco I. Madero	117
VII.6.	Tabla de atributos de las comunidades del municipio de Francisco I. Madero	118
VII.7.	Municipio de Francisco I. Madero, se aprecian las capas generadas en cada uno de los atributos y/o elementos geográficos	119
VII.8.	Municipio de Francisco I. Madero, indicando el área de estudio, vías de acceso y localidades	120
VII.9.	Mapa de geología en el municipio de Francisco I. Madero	123
VII.10.	Tabla de atributos del municipio de Francisco I. Madero, indicando los tipos de rocas y era geológica	122
VII.11.	Tabla de atributos del municipio de Francisco I. Madero, indicando el tipo de suelo (edafología) y la clase textural	124
VII.12.	Mapa de edafología en el municipio de Francisco I. Madero	125
VII.12.	Mapa de Clase textural en el municipio de Francisco I. Madero	126

Resumen

La fertilidad de los suelos se traduce en densidades aparentes altas, suelos con escasa estructura y porosidad; moderada alcalinidad y ausencia de materia orgánica. El color de los suelos, propiedad física más notoria y fácil de identificar, se evaluó por el sistema de notación Munsell, herramienta útil, económica y fácil de manipular para la evaluación de color del suelo en campo como en el laboratorio; y mediante el uso del espectrofotómetro CIELab. Ambas técnicas resultaron confiables en la clasificación y notación de color que presentaban las muestras del área de Denganthza, para fines pedogénéticos. Los suelos estudiados forman dos grupos de diferente composición magmática, el primero representado mayoritariamente por Foiditas y Picrobasaltos, como grupo más evolucionado y el segundo menos difundido en la pila volcánica es caracterizado por Andecitas y Dacitas como producto magmático más joven. Tomando en cuenta el tipo de alteración y el grado de intemperismo indican una mayor proporción de plagioclasas que de feldespatos potásicos. Probablemente los minerales identificados en este estudio son minerales amorfos de alófono e imogolita, cuarzo y haloisita. El proceso de alteración que se presenta en las muestras es de SILITIZACIÓN que da lugar a la formación de caolinita y a otras arcillas alumínicas. Al progresar el intemperismo, la caolinita u otros silicatos, se alteran rompiéndose la molécula de sílice y alúmina a través del proceso de ALITIZACIÓN y produciéndose Sílice hidratada: $\text{Si}(\text{OH})_4$ y Alúmina en forma de bohemita (AlO_2H) o de gibbsita $\text{Al}(\text{OH})_3$, según las condiciones del medio.

Abstract

The fertility of grounds is translated in densidades I pretend discharges, grounds with little structure and porosity. The system of Munsell Annotation is a useful, economic tool and easy to manipulate for the evaluation of color of the ground in field like in the laboratory, nevertheless the color can be characterized in precise form by means of the use of the spectrophotometers as it were the case of CIELab for the training target. Both techniques were reliable when giving the classification and annotation of color that presented/displayed the samples of the area of Deganthza, for pedogénetics aims the characterization is recommended physical chemistry and mineral of the samples. The studied grounds train two groups of different magmatic composition, first represented mainly by Foiditas and Picrobasaltos, as spread evolved group more and second less in the volcanic battery is characterized by Andecitas and Dacitas like evolved magmatic product less. Taking into account the type from alteration and the degree from intemperismo they indicate a greater proportion of plagioclasas than of potassium feldspars. Probably the minerals identified in this study are imogolita, quartz and haloisita. The alteration process that appears in the samples is of SILITIZACIÓN that gives rise to the caolinita formation and to other aluminic clays. When progressing the intemperismo, the caolinita or other silicates, is altered breaking the molecule of silica and alumina through ALITIZACIÓN process and taking place hydrous Silica: $\text{Si}(\text{OH})_4$ and Alumina in the form of bohemita (AlO_2H) or of gibbsita $\text{Al}(\text{OH})_4$, according to the conditions of means.

Introducción

El manejo sustentable de los recursos naturales debe basarse en el conocimiento de sus características y funcionalidad. El suelo es uno de los recursos no renovables más importantes en la naturaleza que sirve de asiento a la mayoría de las actividades humanas, entre ellas la agricultura; actividad que se ve limitada por su origen, génesis y evolución de los mismos, interviniendo, en forma significativa, en el comportamiento de algunas propiedades de la fertilidad del suelo indicando su potencialidad en la agricultura.

En el Estado de Hidalgo las características litológicas y estructurales de las rocas que afloran en las provincias – Sierra Madre Oriental, Eje Neovolcánico y Llanura Costera del Golfo Norte – cubren el Estado de Hidalgo (INEGI, 1992), indican que hubo diferentes eventos geológicos.

Geológicamente el Cerro de Denganthza, el área de estudio, se localiza en las inmediaciones del Valle del Mezquital, en el centro del Estado de Hidalgo, el área está representada por bancos de calizas de la formación, El Abra (El Doctor), formada por estratos masivos de color crema, con alta pureza de carbonato de calcio (de hasta 98%), que se encuentran como roca caliza, dolomita, aragonita, calcita, en diferentes formas de cristalización y caliche (CaO) (Castañeda, 1997), materiales que debido a su formación y variaciones en su composición química-mineralógica influyen sobre las propiedades físicas y químicas de los suelos determinando su empobrecimiento o potencialidad para uso agrícola. En el presente trabajo se estudió en particular al Cerro de Denganthza ya que en el área se observan “suelos” de diversos colores, característica morfológica más obvia y fácil de determinar, atributo que permite observar la separación de los horizontes de la zona y tiene una estrecha relación con los principales componentes sólidos de este recurso, tomando como referencia esta propiedad del suelo y desde una disciplina estrictamente agronómica considerando su nula explotación agropecuaria, minera y alteración humana.

El presente documento se divide en 7 capítulos, los cuales describen la caracterización física, química y mineral del sistema ambiental del área de estudio; el **primer capítulo** describe el medio biótico y abiótico el Cerro de Denganthza, localización y vías de acceso al sitio de trabajo.

El objetivo principal del presente estudio se encuentra resaltado en el **capítulo II**; mismo que plasma la importancia de la investigación desarrollada.

El **capítulo III** está integrado principalmente por la metodología utilizada en el recorrido en campo, toma de muestras y descripción del procesamiento y caracterización físico-química de los suelos con fines de potencialidad agrícola tomando como referencia las normas nacionales e internacionales para el análisis de suelos. En este capítulo se dan los resultados y conclusiones de la fertilidad del área de estudio.

Evaluación de color es el nombre del **capítulo IV**, tomando como referencia que es una característica física fácil de evaluar y que podría haber sido considerada en el capítulo anterior, pero por su importancia en el área de estudio y siendo el principal atributo, se decidió dedicarle un capítulo completo ya que la determinación del color se realizó por dos métodos, tablas de color Munsell y CIELab, ambos importantes desde el punto de vista edafológico, la química del color y principal característica del área del estudio denominada “tierra de colores”.

El uso de índices de alteración y trazadores geoquímicos para el área de estudio se describen en el **capítulo V**; los datos obtenidos por el equipo de Fluorescencia de Rayos X fueron de gran utilidad para determinar el grado de alteración y evolución de los suelos del área de estudio, así mismo los resultados sirvieron de pauta para poder considerar el área un sitio de protección ambiental, dar recomendaciones y criterios ambientales de conservación y nula explotación de especies en el Cerro de Denganthza

mismos que podrían ser considerados dentro del Ordenamiento Ecológico Territorial del Estado de Hidalgo.

Tomando como referencia la información generada en el capítulo anterior se necesitaba conocer el origen de los suelos y para dar continuidad a los trabajos de génesis e intemperismo. Se utilizaron técnicas analíticas de Infrarrojo, tamaño de partícula, potencial Z y Microscopía Electrónica de Barrido; dichas técnicas permitieron caracterizar los suelos desde un punto de vista micro morfológico y determinar el material parental del área de estudio. Los resultados obtenidos se describen en el **capítulo VI** del presente documento.

Por último en el **capítulo VII** se usó el sistema Información Referenciada geoespacialmente Integrada en un sistema (IRIS) en su versión 4.0.2, el programa permite trabajar diversas capas de información generadas por el INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática) del territorio nacional así como datos de población y vivienda. Se generaron mapas temáticos del área de estudio, edafología, geología, clase textural entre otros, mismos que contienen información ambiental para la toma de decisiones a nivel regional y de uso agrícola-pecuario-ambiental y de desarrollo para el municipio de Francisco I. Madero y específicamente el Cerro de Denganthza.

Caracterización del Sistema Ambiental: Cerro de Denganthza

I.1. Medio Abiótico

a) Fisiografía

Regionalmente el área de estudio se localiza en la Provincia Fisiográfica denominada: “Zona de Fases Tectónicas y Vulcanismo Reciente” o “Eje Neovolcánico”, se caracteriza por predominar en ella derrames basálticos, numerosos volcanes y lagos o fosas tectónicas.

Los derrames volcánicos incluyen, basalto, andesita, riolita y dacita, cuya morfología está representada por estructuras montañosas de mediana altura; los antiguos lagos o fosas tectónicas están cubiertos por depósitos lacustres, vulcanoclásticos y aluviones recientes. De acuerdo a la clasificación propuesta por Ortega (1992), el Cerro de Denganthza se ubica dentro de la Provincia Geológica llamada “Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas”, del Mesozoico, origen sedimentario marino y ambiente geotectónico orógeno.

Localmente la zona de interés queda comprendida en el Valle del Mezquital, sobre la ladera sur de la Sierra de San Miguel de la Cal o San Miguel Acambay, sus límites orográficos son: al norte el Valle de Ixmiquilpan, al sur los lomeríos de Chicavasco y Tepeji del Río, al este la Sierra de Pachuca y al oeste la Sierra de Xinthé (cuadro I.1.).

El sitio de estudio se caracteriza por su relieve ligeramente inclinado, formado por caliza masiva y estratificada, con superficies kársticas, que consisten de pequeñas cavernas, ollas, lapiaz de disolución y zonas de fracturamiento, afectadas por procesos de intemperismo químico por disolución de carbonatos de calcio y magnesio (De los Santos, 1997 y Cruz, 2010).

Cuadro I.1. Fisiografía en el Sistema Ambiental, municipio de Tepatepec de Francisco I. Madero

Provincia	Eje Neovolcánico (100.0%)
Subprovincia	Llanuras y Sierras de Querétaro e Hidalgo (100.0%)
Sistema de topofomas	Sierra (51.87%) y Llanura (48.13%)

Fuente: INEGI 2009, Carta Fisiográfica, 1:1 000 000
 Prontuario de Información Geográfica-Municipio de Francisco I. Madero

b) Geología

Las rocas de mayor importancia económica como yacimientos no metálicos que se observan en el área de estudio pertenecen a la *Formación El Doctor*. Esta unidad sedimentaria es característica de una facie lagunar, asociada a un complejo arrecifal de borde de plataforma que existió en tiempos cretácicos.

La aparición de rocas ígneas cenozoicas en el centro del Estado obedece a una serie de fases de magmatismo ocurridas desde el Terciario temprano (Eoceno- Oligoceno), hace aproximadamente 60-50 millones de años, hasta el Terciario tardío (Pleistoceno), las cuales rompieron totalmente con el patrón de sedimentación (Suter, 1982 y OET, 2009). La presencia de rocas del Cuaternario, se limita única y exclusivamente a los sedimentos continentales de origen reciente (depósitos), que se distribuyen en el centro del Valle del Mezquital, específicamente donde rompe la pendiente, al pie de las sierras.

La Geología local encontrada en el Cerro de Denganthza está representada principalmente por dos unidades litológicas y una parte en donde se llevó a cabo un proceso de dolomitización. La litología se encuentra formada por materiales de diversos tamaños, que van desde bloques de varios centímetros de diámetro, hasta gravas, arenas, arcillas cementadas parcialmente con carbonato de calcio, adquiriendo una cierta compactación; el espesor estimado para estos materiales, depositados al pie del cerro se considera que varía entre uno y tres metros de espesor, no se encuentran exposiciones de rocas ígneas, sin embargo dentro del contexto geológico regional, este tipo de roca es el que predomina (cuadro I.2.).

Cuadro I.2. Geología en el Sistema Ambiental, municipio de Tepatepec de Francisco I. Madero

Era		Periodo		Roca o suelo	Unidad litológica		% de la Superficie Municipal
Clave	Nombre	Clave	Nombre		Clave	Nombre	
C	Cenozoico	Q	Cuaternario	Suelo	(al)	Aluvial	0.90
		T	Terciario	Ígnea extrusiva	(b-bvb)	Basalto-brecha volcánica básica	24.30
				Volcanoclástica	(vc)	Volcanoclástico	71.65
M	Mesozoico	K	Cretácico	Sedimentaria	(cz)	Caliza	3.15

Fuente: INEGI 2009. Carta Geológica, 1:250 000
Prontuario de Información Geográfica-Municipio de Francisco I. Madero

c) Edafología

El municipio de Francisco I. Madero presenta un mosaico edáfico complejo y muy diverso de suelo distintos que pertenecen de acuerdo a la clasificación de suelos (IUSS, 2007) las unidades y subunidades de suelo que se presentaron son: Leptosol, Regosol, Vertisol, Phaozem principalmente; sin embargo para el Sistema Ambiental del área de estudio corresponde la unidad de Leptosol como principal unidad edafológica y en subunidad Regosol, además de presentar una clase textural media (L + E / 2) (cuadro I.3).

8

Cuadro I.3. Edafología en el Sistema Ambiental, municipio de Tepatepec de Francisco I. Madero

Suelo dominante	Vertisol (34.0%), Leptosol (32.0%), Regosol (13.0%), Phaozem (0.45%)
------------------------	--

Fuente: INEGI 2009. Carta Edafológica, 1:250 000
Prontuario de Información Geográfica-municipio de Francisco I. Madero, Hidalgo

Unidad principal: Leptosoles

Los Leptosoles son suelos muy someros sobre roca continua y suelos extremadamente gravillosos y/o pedregosos. Los Leptosoles son suelos azonales y particularmente comunes en regiones montañosas. Los Leptosoles incluyen los: Litosoles del Mapa de Suelos del Mundo (FAO-UNESCO, 1971-1981); subgrupos Lítico del orden Entisol (Estados Unidos de Norteamérica); Leptic Rudosols y Tenosols (Australia); y Petrozems

Caracterización física-química-mineralógica del Cerro de Denganthza: "Tierra de Colores"

y Litozems (Federación Rusa). En muchos sistemas nacionales, los Leptosoles sobre roca calcárea pertenecen a las Rendzinas, y aquellos sobre otras rocas, a los Rankers. La roca continua en la superficie se considera no suelo en muchos sistemas de clasificación de suelos (SSS, 2006).

Es la segunda unidad de suelo que mayor superficie cubre en el Estado (15.39%); está limitada en profundidad por roca continua dura, coherente dentro de los 10 cm de profundidad de la superficie. Se presentan principalmente en zonas montañosas entre los límites de Chapantongo, Chilcuautla, Tepetitlán y Tezontepec; sur de Ajacuba; toda el área de laderas que ha modelado el río Amajac y sus afluentes, desde el extremo oriental de Actopan hasta el sur de Chapulhuacán y sobre los municipios de Tepehuacán de Guerrero, Tlanchinol, Huazalingo y Huejutla (OET, 2009).

Los Leptosoles son un recurso potencial para el pastoreo en estación húmeda y tierra forestal. Los Leptosoles a los que aplica el calificador Réndzico están plantados con teca y caoba en el Sudeste Asiático; los que están en zonas templadas están principalmente bajo bosque caducifolio mixto mientras que los Leptosoles ácidos comúnmente están bajo bosque de coníferas. La erosión es la mayor amenaza en las áreas de Leptosol, particularmente en regiones montañosas de zonas templadas donde la alta presión de población (turismo), la sobreexplotación y creciente contaminación ambiental llevan al deterioro de bosques y amenazan grandes áreas de Leptosoles vulnerables. Los Leptosoles en pendientes de colinas generalmente son más fértiles que sus contrapartes en tierras más llanas. Uno o unos pocos buenos cultivos podrían tal vez producirse en tales pendientes pero al precio de erosión severa.

Las pendientes pronunciadas con suelos someros y pedregosos pueden transformarse en tierras cultivables a través del aterrazado, remoción manual de piedras y su utilización como frentes de terrazas. La agroforestación (una combinación o rotación de cultivos arables y árboles bajo control estricto) parece promisorio pero está todavía

en una etapa muy experimental. El drenaje interno excesivo y la poca profundidad de muchos Leptosoles puede causar sequía aún en ambientes húmedos (SSS, 2006).

SubUnidad: Regosoles

Los Regosoles forman un grupo remanente taxonómico que contiene todos los suelos que no pudieron acomodarse en alguno de los otros GSR. En la práctica, los Regosoles son suelos minerales muy débilmente desarrollados en materiales no consolidados que no tienen un horizonte *mólico* o *úmbrico*, no son muy someros ni muy ricos en gravas (*Leptosoles*), arenosos (*Arenosoles*) o con materiales *flúvicos* (*Fluvisoles*). Los Regosoles están extendidos en tierras erosionadas, particularmente en áreas áridas y semiáridas y en terrenos montañosos. Muchos Regosoles correlacionan con taxa de suelos que están marcados por formación de suelos incipiente tal como: *Entisoles* (Estados Unidos de Norteamérica); *Rudosols* (Australia); *Regosole* (Alemania); *Sols peu évolués régosoliques d'érosion* o aún *Sols minéraux bruts d'apport éolien ou volcanique* (Francia); y *Neossolos* (Brasil). Los Regosoles en áreas de desierto tienen mínimo significado agrícola. Los Regosoles con 500– 1 000 mm/year de lluvia necesitan riego para una producción satisfactoria de cultivos. La baja capacidad de reyección de humedad de estos suelos obliga a aplicaciones frecuentes de agua de riego; el riego por goteo o chorritos resuelve el problema pero raramente es económico. Cuando la lluvia excede 750 mm/year, todo el perfil es llevado a su capacidad de retención de agua al principio de la estación húmeda; la mejora de las prácticas de cultivo de secano puede ser una mejor inversión que la instalación de facilidades de riego costosas (SSS, 2006).

d) Clima

El Sistema Ambiental presenta un clima semiseco templado con lluvias en verano cálido y régimen de lluvias de verano. Lluvia invernal entre 5 y 10.2mm (cuadro 1.4).

Este subtipo de clima presenta temperaturas relativamente más frescas a lo largo del año; desde marzo a septiembre predominan temperaturas medias entre 18 y 20°C y llegan a ser en el mes más caliente, mayo de 20.5°C. Su temperatura media anual es de

17.5°C y su oscilación térmica de 6.7°C. Anualmente llueve como promedio 581.4 mm, concentrados de mayo a septiembre; su lluvia invernal es de 4.5% (Inzunza, 2005 y Sánchez *et al*, 2008).

Cuadro I.4. Clima en el Sistema Ambiental, municipio de Tepatepec de Francisco I. Madero

Tipo o Subtipo	Símbolo	% de la Superficie Municipal
Semiseco templado	BS1k	100

Fuente: INEGI 2009. Carta de Climas, 1:1 000 000
Prontuario de Información Geográfica-municipio de Francisco I. Madero, Hidalgo

I.2. Medio Biótico

a) Vegetación

La vegetación que se desarrolla en el área, es escasa y está formada por matorrales xerófitos (figura I.1.), con la dominancia de especies espinosas tales como: mezquite (*Prosopis sp.*), lechuguilla (*Agave lechugilla sp.*), maguey (*Agave sp.*), nopal (*Opuntia sp.*), huizache (*Acacia farnesiana sp.*), garambullo (*Myrtillocactus sp.*), cardón (*Pachycereus sp.*) y ocotillo (*Pringlei sp.*). Otras especies que se encuentran son por ejemplo: sangre de drago (*Jatropha droica sp.*), guapilla (*Agave striata sp.*), capulincillo, palmas (*Yucca sp.*), hierbas y pastos (Madrigal, 1977).

Todas estas proliferan en las partes bajas y medias del Cerro de Denganthza, en tanto que en las partes altas, se desarrollan otras especies de mayor altura (encinos). Generalmente esta vegetación crece sobre suelos pobres con espesores menores de 15 cm y en ocasiones directamente sobre grietas y pequeñas cavernas de disolución kárstica en la caliza y dolomita.

b) Fauna

En esta región existen animales silvestres propios del clima y de la escasa vegetación, entre los que se encuentran principalmente: camaleón (*Chamaeleo chamaeleon*), víboras

(*Crotalus durissus terrificus*), escorpión (*Buthus occitanus*), ardillas (*Sciurus vulgaris*), conejo de campo (*Oryctolagus cuniculus*).

Algunos insectos dañinos para la población y los animales domésticos son abundantes así como los animales mencionados anteriormente. El mayor porcentaje de fauna en las zonas aledañas al Cerro de Denganthza son animales domésticos y de corral o de traspatio: gallinas, puercos, vacas, chivos, conejos, ovejas.



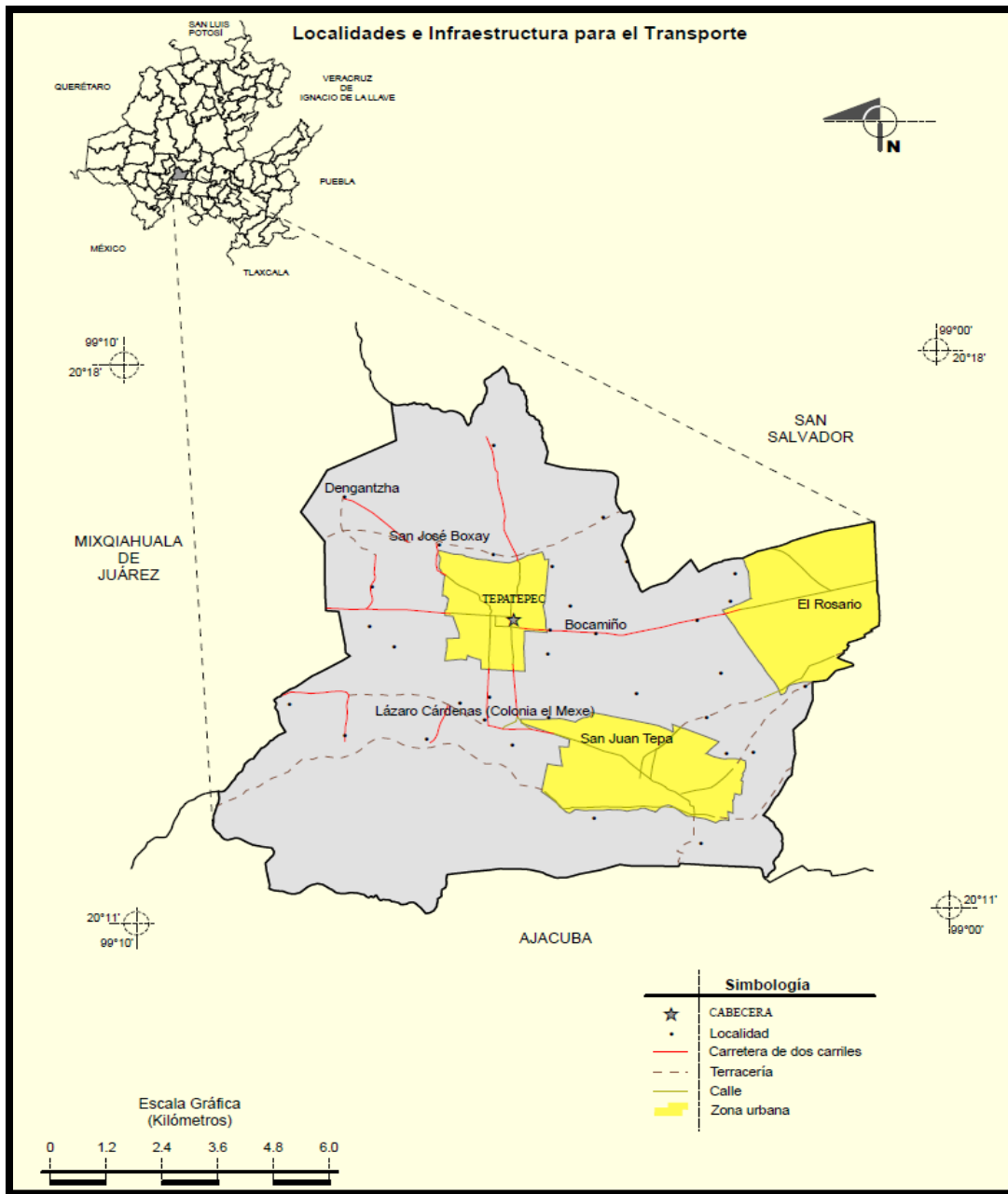
Figura I.1. Vegetación presente en el área de estudio

I.3. Localización y vías de acceso al área de estudio

El área de estudio se localiza en las inmediaciones del poblado de Denganthza, Municipio de Tepatepec de Francisco I. Madero, en lo que se conoce como la Sierra de Miguel Acambay comprendida en el centro del Valle del Mezquital, entre las poblaciones de Actopan, Ixmiquilpan y Progreso de Obregón en el Estado de Hidalgo (figura I.2), sus coordenadas geográficas tomadas de la Carta Topográfica F14-C79 del

Caracterización física-química-mineralógica del Cerro de Denganthza: "Tierra de Colores"

Instituto Nacional de Geografía e Informática (Alvarado, 1996), son las siguientes: $20^{\circ},16'34''$ y $20^{\circ}17'00''$ N y $99^{\circ}07'00''$ y $99^{\circ}07'10''$ W y una altitud de 2.050 msnm.



Fuente: INEGI 2009. Marco Geoestadístico Municipal 2005, versión 3.1
 Información Topográfica Digital Escala 1:250 000 serie III

Figura I.2. Mapa de localización del área de estudio, localidades y medios de transporte en el Municipio de Francisco I. Madero, Hidalgo

I.4. Bibliografía

- Alvarado M.H., López R.J., Batatz M.G., Sánchez G.E. 1996. Informe final complementario a la cartografía geológica-minera y geoquímica escala 1:50 000, hoja Ixmiquilpan clave F14-C79. Servicio Geológico Mexicano.
- Carrillo, M.M. 1981. Contribución al estudio geológico de la Macizo calcáreo El Doctor, Querétaro. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 5(1): 25-29.
- Cruz, L.S., García T.F., Escamilla C.J.C. 2010. Caracterización Geológica Estructural de la Región de Sta. Ma. Amajac Edo. Hgo. *GEOS* 30(1): 42.
- Del Arenal R. 1978. Carta hidrogeológica del Área de Actopan-Ixmiquilpan, Estado de Hidalgo. *Revista Mexicana de Geología* 2(1): 98-103.
- Del Arenal R. 1985. Estudio Hidrogeoquímico de la porción Centro-Oriental de Valle del Mezquital, Hidalgo. *Revista Mexicana de Geología* 8(1): 86-97.
- De los Santos M.J., López R.J., Sánchez B.G. 1997. Informe final complementario a la cartografía geológica-minera y geoquímica escala: 1:250 000, hoja Pachuca clave F:14-11, estados Hidalgo, Querétaro, Veracruz, México y Puebla. Servicio Geológico Mexicano.
- FAO, 2003. Evaluación de tierras con metodologías de FAO. Documento de Trabajo. Proyecto Regional “Ordenamiento Territorial Rural Sustentable”, Santiago de Chile.
- INEGI, 2009. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática: Prontuario de Información Geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos: Francisco I. Madero, Hidalgo. Clave estadística 13023.
- IUSS Grupo de Trabajo WRB. 2007. Base Referencial Mundial del Recurso Suelo. Primera actualización 2007. Informes sobre Recursos Mundiales de Suelos No. 103. FAO, Roma.
- Inzunza, J.C., 2005. Clasificación de los climas de Köepen. *Ciencia... Ahora* 15(8): 380-388.
- OET, 2009. Ordenamiento Ecológico Territorial de la Región Parque Nacional “Los Mármoles”. Servicio Geológico Mexicano.
- Sánchez, S.N., Garduño, L.R. 2008. Algunas consideraciones acerca de los sistemas de clasificación climática. *ContactoS* 68: 5-10.
- Soil Survey Staff, 2006. Claves para la Taxonomía de Suelos. USDA Departamento de Agricultura de los Estados Unidos. Servicio de Conservación de Recursos Naturales. Décima Edición.

CAPÍTULO II

Objetivo General

- Caracterizar los suelos ubicados en el Sistema Ambiental de Denganthza para su clasificación, morfología y génesis e identifica si han sido impactados por las actividades mineras de la región del municipio de Francisco I. Madero.

15

CAPÍTULO III

Caracterización físico-química de los suelos

III.1. Objetivo Específico

- Caracterización físico-química de los suelos para conocer si tienen potencialidad agrícola

III.2. Antecedentes

El suelo es un sistema heterogéneo, polifásico, particulado, disperso y poroso en el cual el área interfacial por unidad de volumen puede ser muy grande. El origen de la palabra suelo proviene de la palabra latina *solum*, que significa base o fondo. La definición más generalizada es la de una capa de roca madre meteorizada que cubre la mayor parte de la superficie terrestre (Zapata, 2006).

Esta capa, cuyo espesor varía entre unos pocos centímetros y dos o tres metros, permite que los reinos vegetal y animal se encuentren con el mundo mineral y establezcan con él una relación dinámica. Los vegetales obtienen de él el agua y los nutrientes esenciales y de aquellos depende la vida de los animales.

El contacto del suelo con el hombre es tan antiguo como el hombre mismo y, justamente por eso, el concepto y definición de suelo es tan universal que cada persona tiene su propio concepto sobre su naturaleza.

Al analizar *in situ* una porción de suelo agrícola, se observan dos partes: la **fisiografía** y la **morfología**.

La **fisiografía** es la parte externa, superficial, la que se ve, en definitiva las peculiaridades en superficie del terreno: la pendiente, su pedregosidad, vegetación, etc... La **morfología** es la parte oculta, aquella que no podemos ver si no realizamos una excavación. Desde un punto de vista exclusivamente agrícola nos interesa el

estudio de las dos partes. La fisiografía nos dará una idea de las labores agrícolas a realizar en superficie, y la segunda nos indicará el material edáfico con el que nos encontramos: propiedades físicas, químicas y sus consecuentes posibles correcciones.

III.2.1. Características Físicas

Las cuatro fases que componen el sistema suelo son:

- Fase sólida: compuesta por el conjunto de las partículas inorgánicas (cristalinas y no cristalinas) y las orgánicas.
- Fase líquida: que la componen el agua y los solutos que están disueltos en ella, es decir, la fase líquida es, en realidad, una solución: la solución del suelo.
- Fase gaseosa: o atmósfera del suelo, formada por todos aquellos compuestos que se presentan en forma gaseosa y cuyos representantes más abundantes, en condiciones de aireación adecuada del suelo son el CO₂, O₂ y vapor de agua.
- Fase orgánica: Según el Soil Survey Laboratory (SSL, 1995, 1996; citado en Jaramillo, 2002), la materia orgánica del suelo, llamada también **humus**, se define como la fracción orgánica que posee el suelo, excluyendo los residuos vegetales y animales sin descomponer.

La manera en que interactúan las fases mencionadas define el campo de actividad de la Física de suelos: al definir la composición y la organización de la fase sólida, queda definido, también, el espacio que van a ocupar las otras dos fases.

Al entender las relaciones planteadas se puede, entonces, hacer un uso y un manejo racionales del agua, de la aireación y del espacio para las raíces, evitándose problemas de compactación y de erosión, es decir, de degradación física del suelo.

III.2.1.1. Clase Textural

El tamaño relativo de las partículas del suelo se expresa mediante el término textura, el cual se refiere al grado de finura o al grosor de las mismas. Más específicamente, la

textura es la proporción relativa de arena, limo y arcilla. La magnitud de muchas reacciones físicas y químicas en los suelos está gobernada por la textura, ya que ésta determina el tamaño de la superficie sobre la cual ocurren dichas reacciones. La determinación de la cantidad de las diferentes partículas presentes en el suelo se denomina análisis mecánico o análisis del tamaño de las partículas.

La proporción relativa de las fracciones de cada tamaño varía grandemente de un suelo a otro, pero el USDA reconoce las 21 clases que se enumeran en el cuadro III.1.

Cuadro III.1. 21 clases texturales del sistema USDA

Grupo	Clase textural
Arenas	Arena gruesa Arena Arena fina Arena muy fina
Arenas Limosas	Arena limosa gruesa Arena limosa Arena limosa fina Arena limosa muy fina
Limoso arenosos	Limoso arenoso grueso Limoso arenoso Limoso arenoso fino Limoso arenoso muy fino
Limosos	Limo Limo arcillo-arenoso Limo arcilloso Limo arenosa Arcilla

Fuente: Ortiz, 1990.

III.2.1.1.1. Agrupación de las texturas

1. Suelos de textura Gruesa

Son los suelos con más de 50% de arena, pero contienen menos de 20% de arcilla. Las texturas que engloban este grupo textural son: *arena, arena franco y franco arenoso*. Su principal característica es su baja capacidad para retener nutrientes y agua.

2. Suelos de textura Media

Son los suelos con porosidad equilibrada que permiten buenas condiciones de aireación y drenaje, en su nomenclatura se emplea normalmente el término franco o migajón como sustantivo. Los suelos más representativos de la textura media son los que contienen menos de 35-40% de arcilla y menos de 50% de arena, a excepción de la textura *franco arcillo arenoso*, que podría contener hasta 70-80% de arena a expensas de la arcilla. Las texturas que podrían quedar englobadas en este grupo son: *franco limoso*, *franco*, *franco arcillo arenoso*, y *franco arcillo limoso* y *franco arcilloso*. Son los suelos ideales para la producción agrícola por su amplia capacidad productiva y disponibilidad de agua y nutrimentos. Pueden o no ser friables y a medida que se incrementa la proporción de limo tienen mayor potencial de compactación, lo cual puede dificultar parcialmente su manejo (Ibarra, 2008).

3. Suelos de textura Fina o pesada

Son suelos con más de 40% de arcilla y usan este término como sustantivo, también podríamos englobar aquí a los suelos con más de 60% de limo. Los grupos texturales son: *arcilla*, *arcilla limosa*, *arcilla arenosa* y *limo*. Presentan una alta capacidad de retención de agua y nutrimentos, estos suelos son los de más alta fertilidad natural. Sin embargo, deben manejarse con precaución, pues se compactan fácilmente cuando se labran o cultivan en condiciones húmedas. Cuando estos suelos tienen buenos contenidos de materia orgánica son extraordinariamente productivos y muy fértiles si se manejan y labran apropiadamente (Castellanos, 2000).

III.2.1.2. Densidad del Suelo y Porosidad

La densidad es una medida importante para cualquier material, pero al hablar del suelo todavía lo es más. La densidad de un suelo dará una idea de la cantidad de microporos y macroporos que contiene. La porosidad del suelo es tan importante, agrícolamente hablando, que de ella depende el agua y el aire que puede acumular un suelo para el

posterior aprovechamiento de las plantas. Distinguimos dos tipos de densidad: densidad aparente y la real.

III.2.1.2.1. Densidad Aparente (δa)

La densidad aparente (δa) puede ser incluida dentro del grupo mínimo de parámetros a medir para evaluar la calidad de un suelo, como indicador de la estructura, la resistencia mecánica y la cohesión del mismo (Doran, et al.,1994). Cambios en la densidad aparente reflejan cambios en la estructura del suelo, debido a la relación existente entre la densidad aparente y la porosidad total. La densidad aparente afecta al crecimiento de las plantas debido al efecto que tienen la resistencia y la porosidad del suelo sobre las raíces. Con un incremento de la densidad aparente, la resistencia mecánica tiende a aumentar y la porosidad del suelo tiende a disminuir, con estos cambios limitan el crecimiento de las raíces a valores críticos. Los valores críticos de la densidad aparente para el crecimiento de las raíces, varían según la textura que presenta el suelo y de la especie de que se trate. Por ejemplo, para suelos arenosos una densidad aparente de $1.759 \text{ Kg}\cdot\text{m}^{-3}$ limita el crecimiento de las raíces de girasol, mientras que en suelos arcillosos, ese valor crítico es de 1.460 a $1630 \text{ Kg}\cdot\text{m}^{-3}$, para la misma especie (Jones, 1983). Los valores que puede tomar la densidad aparente depende de muchos factores, que van desde la textura, contenido de materia orgánica, hasta el manejo que se le da al suelo. En contraste con la densidad real, que es más o menos constante, la densidad aparente es altamente variable. Esta es afectada por la estructura del suelo, que es, su flojedad o grado de compactación, así como también por sus características de contracción y expansión. Esto último depende tanto de su contenido de arcilla como de la humedad del suelo. El espacio poroso puede ser altamente reducido por compactación, pero nunca se puede llegar a eliminar totalmente.

La δa también es usada para referir a un volumen de suelo en el campo, los resultados de los análisis de laboratorios. Esta utilidad es necesaria para la práctica agronómica de la fertilización. La δa está directamente relacionada con la estructura del suelo, y por lo tanto depende de los mismos factores de control. Este es un dato que se puede

obtener con bastante facilidad, y por ello es un parámetro que puede estar disponible para los diferentes horizontes de un suelo. Aunque cabe destacar que el valor de la densidad aparente presenta limitaciones importantes, ya que no permite obtener información relacionada con el tamaño de los huecos, su continuidad o sobre las fuerzas que dieron lugar a una estructura específica. Estos aspectos tienen importancia para predecir el movimiento del agua en el suelo y los riesgos de degradación de los agregados. A pesar de esta condición y con excepción de los suelos con características vérticas, la compactación del suelo a menudo es medida a través de los incrementos de la densidad aparente. Se debe señalar que suelos con los mismos valores de ρ_b , pueden tener respuestas distintas a fuerzas externas (Ingaramo, 2003).

La determinación de la densidad del suelo es importante para su apreciación agronómica, debido a que de ella dependen principalmente la percolación, la infiltración y la aireación. Son diversas las aplicaciones prácticas de la densidad aparente: cuantificación de nutrientes, balance de sales del suelo, mejoramiento químico para la recuperación de suelos alcalinos y aplicación de dosis de fertilizantes (Reyes, 2003).

21

III.2.1.2.2. Densidad Real (δ_r)

La densidad real, también llamada densidad de las partículas, es el peso de los sólidos del suelo por unidad de volumen total del mismo sin el volumen que origina la porosidad; se deduce entonces, su dependencia de la composición mineral del suelo y del contenido de algunos sólidos especiales en él, como la materia orgánica y los óxidos de hierro (Jaramillo, 2002). La densidad real del suelo es la relación que existe entre el peso de éste, en seco (P_{ss}) y el volumen real o sea el volumen de sus partículas (V_p). Usualmente se expresa en $g \cdot cm^{-3}$.

$$D_r = P_{ss} / V_p \text{ (g} \cdot \text{cm}^{-3}\text{)}$$

Tabla III.2. Clasificación de la densidad real de los suelos

Densidad real ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)	Clasificación
< 2.4	Muy bajo
2.4 - 2.60	Bajo
2.60 - 2.80	Medio
>2.80	Alto

Fuente: Cairo, 1995

El conocimiento del peso específico es necesario para calcular la porosidad de los suelos, primordialmente en la agricultura y, además da cierta orientación sobre el grado de desarrollo de los suelos; también, para conocer la relación entre la parte mineral y orgánica (Cairo, 1995).

Cuadro III.3. Densidad real óptima de algunos constituyentes de suelos

Componentes del suelo	Densidad real ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)
Humus	1.3 a 1.5
Arcilla	1.2 a 2.6
Cuarzo	2.5 a 2.8
Hematinas	4.9 a 5.3

22

Los valores de densidad real pueden variar entre los estrechos límites de $2,60 \text{ g/cm}^3$ y $2,75 \text{ g/cm}^3$, esto es así porque el cuarzo, feldespato y silicatos coloides, con densidades dentro de estas cifras, constituyen, por lo regular, la mayor porción de suelos minerales. No obstante, cuando están presentes cantidades anormales de minerales pesados, como magnetita, granates, epidota, zircón, turmalina y hornoblenda (cuadro III.3), la densidad real de un suelo puede exceder $2,75 \text{ g/cm}^3$.

III.2.1.2.3. Espacio poroso

La porosidad también es llamada espacio poroso total de los suelos y se refiere a la porción de los suelos (volumen), no ocupada por partículas sólidas; este espacio poroso está ocupado por aire y por agua. El arreglo de las partículas sólidas determina la cantidad de espacios porosos. Los suelos arenosos superficiales varían del 35 a 50% de espacio poroso total; mientras que los suelos de textura fina tienen de 40 a 60%

(Fritz Patrick, 1987; mencionado en Domínguez, 2005). La porosidad del suelo es posible clasificarla en cuanto al porcentaje de poros, tal como se muestra en el cuadro III.4.

Cuadro III.4. Clasificación de la porosidad para uso agrícola

Clasificación	Rango
Muy bajos	< 40
Bajos	40-45
Medios	45-55
Altos	55-65
Muy Altos	>65

Fuente: Cairo, 1995

III.2.1.2.3.1. Factores que afectan la porosidad

a. **Textura:** Los suelos de textura fina tienen una porosidad mayor que los de textura gruesa (ver cuadro III.5.). Suelos arenosos tienen un 40%, suelos francos alcanzan un 50% mientras que los suelos de textura arcillosa alcanzan más de un 55% de porosidad (Foth, 1985; mencionado en Domínguez, 2005).

Cuadro III.5. Relación entre la textura y la porosidad de los suelos

Clases texturales	% poros óptimos para cada clase textural
Arenosas	40-43
Franco arenosas	43-47
Francos	47-50
Franco limosas	50-55
Franco arcilloso	55-58
Arcilloso	>58

Fuente: Cairo, 1995

b. **Materia Orgánica:** La cantidad y la naturaleza de la materia orgánica influyen positivamente en la porosidad, así como en la estructura del suelo (Foth, 1985).

c. Otro factor que influye en la porosidad es actividad biológica de los suelos, en especial la de la mesofauna (insectos, gusanos de tierra, entre otros) (Pritchett, 1990).

III.3.1. Características Químicas

Zapata (2006) define la química de suelos como aquella parte de la ciencia del suelo que estudia la composición, las propiedades y las reacciones químicas del suelo. Las propiedades químicas de los suelos, o la química del suelo, es la parte de la edafología que enlaza las características y propiedades anteriormente descritas de los suelos.

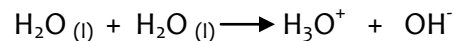
Es sabido que las plantas se “alimentan” de sustancias químicas que, mediante la luz el dióxido de carbono, se transforman en materia orgánica. También es conocido que el medio que utilizan para realizar todo el proceso fotosintético es el agua.

La química del suelo comprende aspectos de la química de soluciones y de la química de fases sólidas (mineralogía). La zona de contacto entre la fase sólida y líquida es muy importante en la química del suelo. Está, en muchos aspectos, se relaciona con la química coloidal, en la cual las fuerzas superficiales juegan un papel destacado. En la mayoría de los suelos, los iones adsorbidos en la superficie de las partículas sólidas son mucho más numerosos que los que se encuentran verdaderamente disueltos. Los iones adsorbidos presentan un equilibrio de acción lenta con los iones absorbidos en el interior de las partículas minerales, y un equilibrio rápido con los iones disueltos en la fase líquida.

24

III.3.1.1. Potencial de Hidrógeno (pH)

La disolución del agua en H_3O^+ y OH^- ocurre en cualquier solución acuosa:



Debido a que el agua es pura, su actividad es 1, de modo que no incluimos su concentración en la expresión de la constante de equilibrio:

$$K_w = [\text{H}_3\text{O}^+][\text{OH}^-]$$

La formación de un ión H_3O^+ por la ionización de H_2O está acompañado siempre de la formación de un ión OH^- . Así en agua pura la concentración de H_3O^+ es siempre igual a la concentración de OH^- :

$$[\text{H}_3\text{O}^+] = [\text{HO}^-] = (1.0 \times 10^{-7})$$

Sustituyendo estas concentraciones en la expresión de Kw da:

$$\begin{aligned} [\text{H}_3\text{O}^+] &= [\text{HO}^-] = (1.0 \times 10^{-7}) * (1.0 \times 10^{-7}) \\ &= 1.0 \times 10^{-14} \text{ (a } 25^\circ\text{C)} \end{aligned}$$

Los iones H^+ dan carácter ácido al agua y los OH^- carácter básico, por lo que un ácido es una sustancia que libera iones H^+ en agua, y una base o álcali la que desprende iones OH^- . Algunas sustancias no tienen en su composición dicho tipo de iones, pero los liberan al hidrolizarse, es decir, al reaccionar con el agua.

En el suelo la reacción que se lleva a cabo con el agua es aquella propiedad que establece el grado de acidez o de alcalinidad que él presenta y tiene una gran influencia en muchas de sus propiedades físicas, químicas y biológicas. Por esta razón es una de las propiedades más importantes.

La reacción del suelo se evalúa al determinar el pH del mismo, es decir, al establecer el logaritmo del inverso de la concentración del H_3O^+ que hay en la solución del mismo:

$$\text{pH} = \log (1/[\text{H}_3\text{O}^+]) = - \log [\text{H}_3\text{O}^+]$$

Por lo general, la acidez es común en suelos de regiones húmedas, donde la concentración de iones H^+ excede a la de iones OH^- . Estos suelos pueden contener grandes cantidades de Al, Fe y Mn. Los suelos alcalinos normalmente se encuentran en zonas semiáridas o áridas donde la materia orgánica suele ser menor. En estos suelos dominan los iones OH^- y, consecuentemente, debido a la reacción alcalina o básica, los suelos contienen cantidades bajas de Al, Fe y Mn (Tan, 2007). A continuación se muestra en el cuadro III.6 la clasificación utilizada para evaluar el grado de acidez o basicidad.

Cuadro III.4. Clasificación de la reacción del suelo (pH)

Acidez		Neutralidad				Alcalinidad		
Muy fuerte	Fuerte	Moderado	Ligero	Ligero	Moderado	Fuerte	Muy fuerte	
3	4	5	6	7	8	9	10	
pH extremo en suelos de turba		Escala de pH común para suelos de regiones:					Suelos minerales alcalinos	
Húmedas				Áridas				
Escala extrema de pH para la mayoría de los suelos minerales								

Fuente: Aguilar, 1988

III.3.1.2. Conductividad Eléctrica

La conductividad eléctrica es la capacidad de una solución acuosa para transportar una corriente eléctrica, que generalmente se expresa en mmhos/cm o en mSiemens/m; la NOM-021-RECNAT-2000 establece dSiemens/m a 25°C. Es una propiedad de las soluciones que se encuentra muy relacionada con el tipo y valencia de los iones presentes, sus concentraciones total y relativa, su movilidad, la temperatura del líquido y su contenido de sólidos disueltos. La determinación de la conductividad eléctrica es por lo tanto una forma indirecta de medir la salinidad del agua o extractos de suelo.

De acuerdo con los valores de conductividad eléctrica, pH y porcentaje de sodio intercambiable, los suelos se pueden clasificar en las siguientes categorías:

a) Suelos salinos. Se caracterizan porque su extracto de saturación tiene un valor de conductividad eléctrica igual o superior que 4 mmhos/cm a 25°C y la cantidad de sodio intercambiable es menor de 15%. Por lo general tienen una costra de sales blancas, que pueden ser cloruros, sulfatos y carbonatos de calcio, magnesio y sodio.

Las sales presentes en los suelos salinos proceden de la meteorización de los minerales y rocas que constituyen la corteza terrestre. Esta meteorización, por sí sola, rara vez ha ocasionado que se acumulen grandes cantidades de sales en un lugar; normalmente, después de que se forman son transportadas por el agua y conducidas al mar o a depósitos continentales.

El océano y las aguas superficiales, subterráneas y de riego pueden ser fuente de salinidad para el suelo. Cuando las aguas freáticas salinas se encuentran a menos de 3 m de profundidad, el suelo corre el riesgo de salinizarse por el aporte capilar de sales, que tienden a acumularse en los horizontes superficiales. Las sales acumuladas pueden permanecer en la solución del suelo, en cuyo caso su principal efecto es dificultar el crecimiento y desarrollo de las plantas.

b) Suelos sódicos. Presentan un color negro debido a su contenido elevado de sodio. Su porcentaje de sodio intercambiable es mayor que 15, el pH se encuentra entre 8.5 y 10.0, y la conductividad eléctrica está por debajo de 4 mmhos/cm a 25°C.

Por otra parte, cuando el contenido de sodio es elevado en relación con los demás cationes, este elemento es adsorbido en grandes cantidades por el complejo de intercambio del suelo, dando lugar a la formación de los suelos sódicos (Castellanos, 2000).

c) Suelos salino-sódicos. Poseen una conductividad eléctrica de 4 mmhos/cm a 25°C, una concentración de sodio intercambiable de 15% y el pH es variable, comúnmente superior a 8.5 (Muñoz *et al.*, 2000).

La conductividad eléctrica se puede complementar con la determinación de Na^+ o bases intercambiables (K^+ , Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+). Principalmente si los suelos fueron contaminados con aguas congénitas.

En los suelos salinos o sódicos las sales se componen, principalmente, de los cationes Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , y Mg^{2+} . Así como de los aniones Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , HCO_3^- . En los suelos salinos el pH es, generalmente, menor que 8.5, por lo cual, teóricamente, no debe haber un daño severo en las plantas. En los suelos sódicos el pH puede ser mayor que 8.5, por la presencia de carbonato de sodio en la solución del suelo que genera la degradación de los materiales orgánicos y crea condiciones cáusticas (Reyes, 2003).

III.3.1.3. Materia Orgánica (MO)

La materia orgánica (MO) es el atributo del suelo que con más frecuencia se utiliza en los estudios de largo plazo como un indicador importante de su calidad y de su sustentabilidad agronómica (Reeves, 1997). Su importancia se basa en la influencia que tiene sobre otros indicadores físicos, químicos y biológicos de la calidad del suelo. Sin embargo, la relación entre los diferentes indicadores y las funciones del suelo no siempre es directa, y puede no necesariamente estar asociada la cantidad con el mejor estado del sistema (Janzen *et al.*, 1992).

Aun con la importancia que tiene la MO para la producción agropecuaria, no existen métodos de rutina que midan su contribución a la productividad, o bien no hay un consenso amplio sobre su forma de aplicación. El conocimiento sobre el aporte de nutrientes que ella realiza es escaso, motivo por el cual las estimaciones de la necesidad de fertilizantes se basan más en la disponibilidad inicial, rendimiento esperado e historia de cultivos, que en la cantidad y la calidad de la MO (Magdoff *et al.*, 1984; Dahnke & Johnson, 1990).

28

III.3.1.3.1. Definición de MO del suelo

La MO está compuesta elementalmente por C, H, O, N, P y S en cantidades variables, lo que hace difícil una evaluación directa de su contenido en el suelo (Rosell *et al.*, 2001; Carreira, 2005). La mayoría de los métodos analíticos cuantifican el carbono orgánico (CO), con el que se puede estimar la MO utilizando factores adecuados para cada suelo (Galantini *et al.*, 2008). En un sentido amplio, la MO es la fracción del suelo compuesta por restos de organismos vivos.

También ha sido definida como “la fracción orgánica. Desde el punto de vista productivo y de la calidad del suelo, la dinámica de la MO total aporta muy poco para el estudio de los efectos de las prácticas agronómicas de corto plazo (Tan *et al.*, 2007). Esto se debe a que las fracciones orgánicas más abundantes en el suelo son las de

ciclado más lento, por ello se necesita gran cantidad de años para observar esas diferencias. En cambio, las fracciones lábiles son más sensibles a los efectos del uso de la tierra, motivo por el cual pueden utilizarse como indicadores tempranos del efecto de la rotación de cultivos, de la fertilización o del sistema de labranza sobre la calidad del suelo (Haynes, 2000; Six *et al.*, 2002).

III.4. Metodología

III.4.1. Toma de muestras

Para los estudios de estos suelos los sitios de muestreo se realizó a partir de un estudio previo de fotointerpretación. Se utilizaron fotografías aéreas verticales, pancromáticas, blanco y negro, escala 1: 75 000 y 1: 30 000, y material cartográfico de apoyo (V1.0, 2011).

Esta fase se complementó con recorridos por la zona. Las muestras de suelo del sitio de estudio fueron las más representativas del estrato de 0 a 30 cm de profundidad de los suelos de colores identificados en forma visual, se seleccionaron 14 puntos entre 2260 y 2338 msnm en función a la coloración que presentaban los suelos (figura III.7). El número de muestras de suelo dependiendo del color fue entre 15 y 20, posteriormente para la homogenización y obtención de la muestra compuesta se empleó el método del cuarteo descrito por Henríquez *et al.*, 1999. Una vez en el laboratorio las muestras se secaron al medio ambiente y tamizaron a través de una malla de 2 mm.

Cada uno de los puntos de muestreo fue georeferenciado mediante un GPS Garmin eTrex Legend HCx para su registro, captura y posterior integración en el programa Sistema Información Referenciada geoespacialmente Integrada en un Sistema (IRIS) versión 4.0.2, en el cuadro III.7 se indica la altura y coordenadas geográficas de los puntos de muestreo seleccionados.

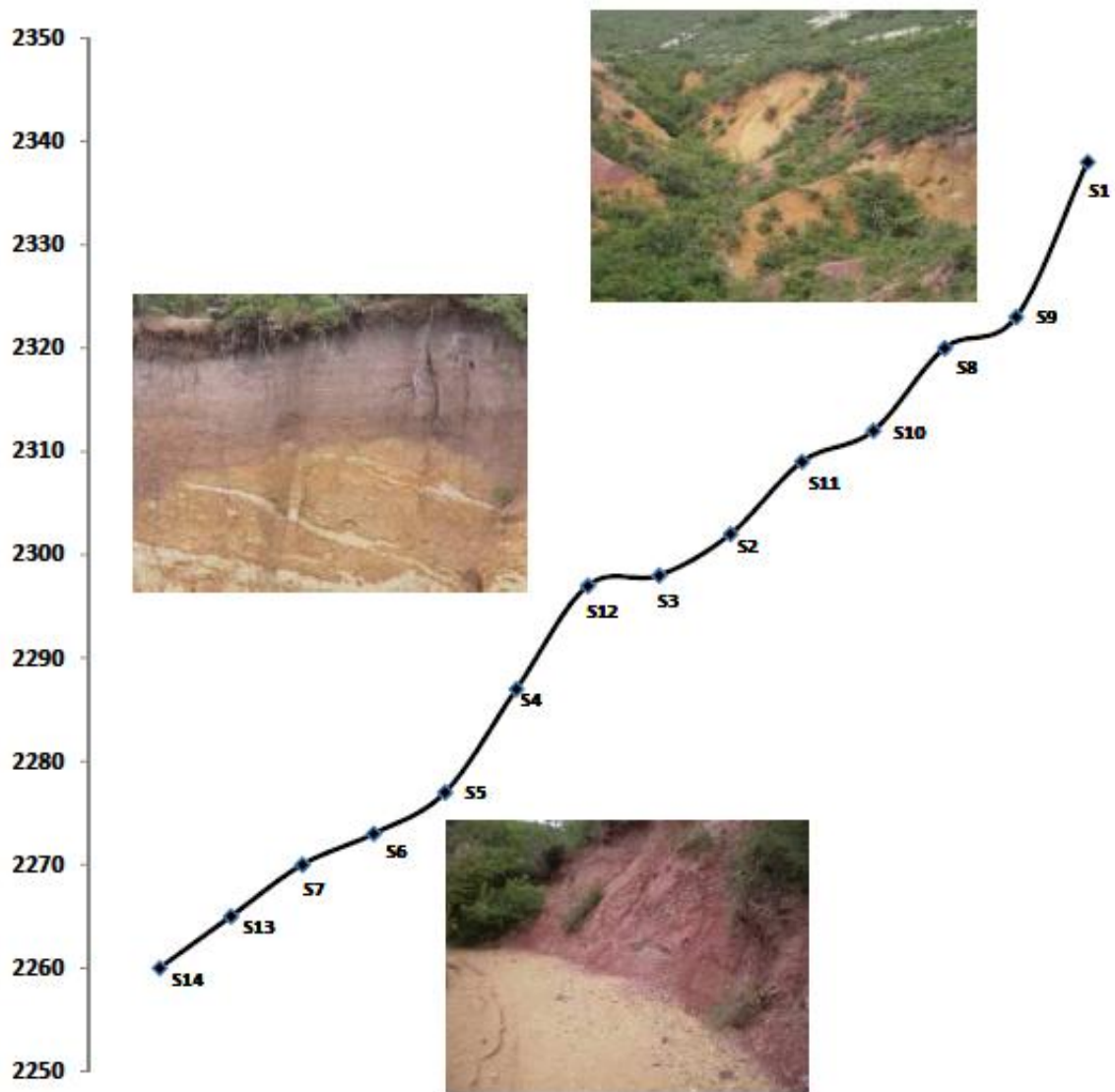


Figura III.3. Distribución altitudinal de las muestras mostrando las intensas coloraciones del ejido de Denganthza

Cuadro III.7. Descripción de los puntos de muestreo del Cerro de Denganthza

Puntos de muestreo	Altura (msnm)	Coordenadas geográficas	
		Latitud (N)	Longitud (W)
1	2338	20° 17' 49.6''	99° 06' 54.8''
2	2302	20° 17' 49.6''	99° 06' 54.8''
3	2298	20° 17' 51.8''	99° 06' 56.4''
4	2287	20° 17' 54.8''	99° 06' 59.8''
5	2277	20° 17' 57.8''	99° 07' 01.01''
6	2273	20° 17' 58.5''	99° 07' 01.4''
7	2270	20° 17' 59.5''	99° 07' 02.1''
8	2320	20° 17' 50.5''	99° 06' 52.6''
9	2323	20° 17' 50.0''	99° 06' 52.5''
10	2312	20° 17' 50.5''	99° 06' 53.5''
11	2309	20° 17' 50.0''	99° 06' 53.4''
12	2297	20° 17' 51.7''	99° 06' 55.9''
13	2265	20° 20' 00.00''	99° 04' 0.00''
14	2260	20° 18' 04.7''	99° 07' 04.5''

Para la caracterización físico-química de los suelos muestreados, se utilizaron los métodos de análisis descritos en la Norma Oficial Mexicana NOM-021-RECNAT-2000. Que establece las especificaciones de fertilidad, salinidad y clasificación de suelos, estudio, muestreo y análisis, los parámetros caracterizados fueron:

- **Físicas**
 - Clase textural
 - Densidad Real
 - Densidad Aparente
 - Porosidad
- **Químicas**
 - % Materia Orgánica
 - % Carbono orgánico
 - % Carbono inorgánico
 - Conductividad eléctrica
 - pH (H₂O)

III.5. Resultados

Cualquiera que sea el sitio de muestreo, presentan aspecto de toba gruesa, no existen elementos finos, el endurecimiento es común a las muestras e independiente de la profundidad: parece ser debido a un cemento de naturaleza calcárea y silíceo.

El comportamiento de los rasgos morfológicos y las características de los suelos estudiados se expresan en el cuadro III.6, indican una primera aproximación de la fertilidad de los suelos donde se aprecian valores limitantes en la mayoría de los parámetros determinados. En conjunto, estos demuestran que cada suelo es diferente, aun cuando puedan tener un mismo origen geológico.

En las 14 muestras de suelo de las características físicas realizadas se reporta que la densidad real oscila entre 1.16 y 2.90 g*cm⁻³ consideradas dentro de un rango muy amplio de bajas a muy altas (Cairo, 1995); la densidad aparente alcanza valores de 0.95 y 1.64 g*cm⁻³ reportando esta característica como baja a muy alta; los bajos valores de densidad aparente es provocado por el bajo contenido de materia orgánica y la presencia de componentes no cristalinos que presentan los suelos. La densidad real es una propiedad poco importante desde el punto de vista de la degradación del suelo; lo que resulta interesante es su relación con la densidad aparente ya que con ella se determina la porosidad total del suelo, y esta propiedad está muy influenciada por los usos del mismo (Ingaramo, 2007).

Las texturas dominantes son franco-arcillo-arenosa misma que influye como factor de fertilidad y en la habilidad del suelo para lograr altos rendimientos en los cultivos agrícolas.

Como criterio para estimar el potencial productivo de un suelo se tomó en cuenta el porcentaje total de poros y se considera óptimo 40%, un reducido porcentaje disminuye la capacidad de campo, mientras que un alto deteriora la capacidad de aireación del suelo (Pagliai, 2002). La porosidad el suelo se obtuvo a partir de la densidad real y aparente, en el cuadro III.8 se observa que los suelos están poco alterados con un

contenido volumen total de poros alto en suelos de textura arenosa, > 60%, y la franco-arenosa entre 40-50% siendo una clasificación media en el volumen total de poros; sin embargo para la clase textural que presentan los suelos estudiados el porcentaje óptimo se encuentra entre los rangos del 40-43% y 43-47% en suelos arenosos y franco-arenosos respectivamente (Cairo, 1995). Ambos grupos de suelos casi siempre están bien aireados, característica que se nos hace suponer que los suelos estudiados son derivados de cenizas volcánicas mismos que poseen una estructura porosa que origina un gran volumen de meso y microporos, y cuya formación es promovida por minerales no cristalinos (Gaitán, 2007); característica que a su vez está relacionada con el bajo contenido de materia orgánica que presentan los suelos.

Desde un punto de vista químico el pH es un parámetro importante en la disponibilidad de los distintos elementos nutritivos para el cultivo, en la actividad microbiana del suelo y en definitiva en el desarrollo de los cultivos, el pH de los suelos muestreados es alcalino, aunque moderado, indica una deficiencia por fijación de Fe, Mn, Zn, Cu, B y un exceso de Na. El Salinity Laboratory Staff (1954; Soil Survey Staff, 1999) señala que el pH de una pasta de saturación es comúnmente < 8.5 en suelos salino-sódicos; sin embargo el pH no es un criterio de diagnóstico para sodicidad (Van Beck y Van Breemen, 1973; citado por Guerrero *et al.*, 2007) y los suelos salino-sódicos tienen valores de pH mayores a 8.5, característica que puede ser atribuida a la acumulación de sales de sodio con hidrólisis alcalina (bicarbonatos y carbonatos) como lo señalan varios autores (Guerrero *et al.*, 2002; 2004). La conductividad eléctrica presenta valores muy bajos siendo suelos no salinos y en si no presentan ningún efecto sobre el rendimiento de los cultivos.

La cantidad y el tipo de materia orgánica del suelo (MOS), influyen en casi todas las propiedades que contribuyen a la calidad del suelo y ha sido señalado como un indicador importante de su fertilidad y productividad, debido a su papel crucial en las propiedades químicas, físicas y biológicas del suelo (Chen *et al.*, 2009). Aún con la importancia que tiene la materia orgánica en el suelo, el conocimiento sobre el aporte de nutrientes que realiza es escaso, motivo por el cual las estimaciones de la necesidad

de fertilizantes se basan en la disponibilidad inicial, rendimiento esperado e historia del suelo presentándose valores muy bajos de materia orgánica (0.11-1.76%). La MOS disminuye la densidad aparente (Reddy, 1991, y Krull *et al.*, 2004), pero a la vez, tiende a disminuir la densidad real por lo que el efecto en la porosidad total no es fácil de predecir. Además, la densidad aparente, es fuertemente afectada por el manejo del suelo (Lampurlanés y Cantero-Martínez, 2003). Carter (2002) señala que la mantención de adecuados niveles de MOS contribuye a disminuir la densidad aparente, y resistencia a la compactación del suelo. Parámetro que se podría ver influenciado en su bajo contenido por las condiciones climáticas del área, la actividad microbiana y su interacción con la fracción mineral (Van Veen y Kuikman, 1990; citado por Avilés *et al.*, 2007), donde se propicia una reacción de adsorción en la fracción fina del suelo (partículas menores a 50 μm), quedando fuera del alcance de la biomasa microbiana ocasionando una menor tasa de mineralización de C y N explicando la baja acumulación de materia orgánica en los suelos estudiados. Al respecto, algunos autores han obtenido relaciones altamente significativas entre la textura del suelo y la acumulación de materia orgánica o su tasa de mineralización fortaleciendo dicha hipótesis (Vejre *et al.*, 2003; Shahandeh *et al.*, 2005; Carneiro *et al.*, 2006).

34

Los resultados obtenidos de la caracterización físico-química de los suelos indican que la naturaleza del material parental tiene un gran efecto en las propiedades de los suelos. Las propiedades en las que ejerce una fuerte influencia es: la textura, la composición mineral, entre otras. El comportamiento de los rasgos morfológicos y las características de los suelos estudiados expresan una baja fertilidad y no son recomendables a usar en actividades agrícolas.

Cuadro III.8. Caracterización física y química de los puntos de muestreo del Cerro de Denganthza

Muestra	Propiedades Físicas						Propiedades Químicas		
	Densidad (g/cm ³)		Porosidad	Textura			MO ^c	pH	CE ^g (dS/m)
	Real	Aparente		Arcilla	Arena	Limo			
					%				
1	1.07	2.77	61.37	26	58 ^a	16	1.76	7.97 ^d	0.36
2	1.23	2.00	38.50	22	54 ^a	24	1.54	7.82 ^d	0.31
3	1.64	2.90	44.13	20	52 ^a	28	0.99	8.10 ^d	0.43
4	1.02	2.30	65.55	10	72 ^b	18	0.77	8.20 ^d	0.09
5	1.39	1.66	16.26	20	52 ^b	28	0.65	8.50 ^f	0.10
6	1.05	1.66	36.74	6	66 ^b	28	0.88	7.80 ^d	0.27
7	1.05	1.92	45.31	14	72 ^b	4	1.10	8.30 ^e	0.45
8	0.99	1.16	14.65	8	58 ^b	34	1.21	8.08 ^e	0.20
9	1.19	1.85	35.67	14	66 ^b	20	0.99	8.07 ^e	0.49
10	1.27	1.66	23.49	8	60 ^b	32	0.88	7.92 ^d	0.27
11	1.02	2.50	54.20	6	60 ^b	34	1.32	8.13 ^e	0.17
12	0.95	2.00	52.50	8	54 ^b	38	1.43	8.42 ^e	0.19
13	1.15	1.92	46.10	20	60 ^b	20	0.11	8.30 ^e	0.19
14	1.34	2.00	35.00	4	66 ^b	30	1.10	8.46 ^e	0.14

Textura: ^a Franco arcillo arenoso, ^b Franco arenoso

Materia Orgánica (MO): ^c Baja

pH: ^d Débilmente alcalino, ^e Moderadamente alcalino, ^f Fuertemente alcalino

Conductividad Eléctrica (CE): ^g No salino

III.6. Conclusiones

- La fertilidad de los suelos se traduce en densidades aparentes altas, suelos con escasa estructura y porosidad; presentándose en la textura de los suelos evaluados bajos contenidos de arcilla, asociados a contenidos de arena altos, que reducen sustancialmente la capacidad de almacenamiento de agua.
- La fertilidad química del suelo está disminuida debido a la falta de aporte desde el suelo de nutrientes, que se ve limitado por los bajos contenidos de materia orgánica.
- Los resultados confirman la existencia de suelos no aptos para la agricultura debido a su baja potencialidad agrícola y confirman que los suelos de la región de Denganthza son derivados de cenizas volcánicas; característica que será descrita con mayor detalle en el capítulo V.

III.8. Bibliografía

- Aguilar S.A 1988. Métodos de análisis de suelos (Edición preliminar) Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo, México.
- Avilés, S.M., Galvis, S.A., Hernández, T.M., Arévalo, G.G. 2007. Relación de la textura y superficie específica con la materia orgánica del suelo en selvas. Revista Chapingo Serie Ciencias Forestales y del Ambiente. 13(2): 109-113.
- Cairo, P. 1995. La fertilidad física de los suelos y la agricultura orgánica en el trópico. Universidad Nacional Agraria, Managua, Nicaragua. 228pp.
- Carter, M.R., 2002. Soil quality for sustainable land management: organic matter and aggregation interactions that maintain soil functions. Agron. J. 94, 38-47.
- Carreira, D, 2005. Carbono oxidable: Una forma de medir la materia orgánica del suelo. En: Manual “Tecnología en Análisis de Suelos: Alcances a laboratorios agropecuarios” (Eds. L. Marban y S. Ratto) de la AACCS. Capítulo IV parte 1, 91-102.
- Dahnke, W.C. and G. Johnson, 1990. Testing soils for available nitrogen. In R.L. Westerman (Ed.), Soil Testing and Plant Analysis. Soil Science Society of America, Madison, WI, pp. 127-139.
- Domínguez, S.J.M. 2005. Evaluación de la calidad de los suelos de laderas de Naudaime, a través de la identificación y uso de indicadores técnicos y locales. Tesis. Universidad Nacional Agraria, Managua, Brasil. 81pp.
- Doran, J.W. & Parkin, T.B. 1994. Defining and Assessing Soil Quality. En: Doran, J.W.; Coleman, D.C.; Bezdicek, D.F. & Stewart, B.A. Defining Soil Quality for a Sustainable Environment. Madison, Wisconsin, 3-21pp.
- Fitz Patrick, E.A. 1987. Suelos su formación, clasificación y distribución. Editorial Contencu. México. 430pp.
- Foth, H.D. 1987. Fundamentos de la Ciencia del Suelo. Editorial Continental, S.A. México. 433pp.
- Galantini, J.A. y L. Suñer. 2008. Las fracciones orgánicas de los suelos: análisis en los suelos de Argentina. Agriscientia 25(1): 41-55.
- Gaitán, J.J., López, C.R. 2007. Análisis del gradiente edáfico en la región andinopatagónica. Ciencia del Suelo 25(1): 53-63.

- Guerrero, A.J., Pla, S.I., Camacho, R. 2002. A model to explain high values of pH in an alkali sodic soil. *Scientia Agricola* 59(4): 763-770.
- Guerrero, A.J., Pla, S.I., Camacho, R. 2004. Génesis de un suelo sódico alcalino en Chaguaramos, estado Guárico, Venezuela. *Agronomía Trop.* 54(4): 433-459.
- Guerrero, A.J., Pla, S.I., Camacho, R. 2007. Génesis de un suelo salino-sódico de Tucupido, estado Guárico-Venezuela. *Agronomía Trop.* 57(3): 171-188.
- Chen, H., Hou, R., Gang, Y., Li, H., Fan y Y. Kuzyakov. 2009. Effects of 11 years of conservation tillage on soil organic matter fractions in wheat monoculture in Loess Plateau of China. *Soil Till. Res.* 106: 85-94.
- Haynes, R.J., 2000. Labile organic matter as an indicator of organic matter quality in arable and pastoral soils in New Zealand. *Soil Biol. Biochem.* 32: 211-219.
- Janzen, H.H.; F. J. Larney and B.M. Olson, 1992. Soil quality factors of problem soils in Alberta. *Proceedings of the Alberta Soil Science Workshop* 17-28.
- Jones, C.A. 1983. Effect of Soil texture on Critical Bulk Density for Root Growth. *Soil Science Society of America Journal*, 47: 1208-1211.
- Ibarra, C.D., González, R.E., Flores, G.G. 2008. Clasificación espacial de la textura de los suelos agrícolas de Zapopan Jalisco. *Avances de la investigación científica en el CUCBA. XIX Semana Nacional de la Investigación Científica.* 37-47pp.
- Pagliai M., Vignozz N. 2002. The soil pore system as an indicator of soil quality. En: *Sustainable land management-Environmental protection. A soil physical approach.* *Advances in Geo Ecology*, 35: 71-82.
- Pritchett, W. 1990. *Suelos forestales.* Editorial Limusa, México D.F. 354pp.
- Krull, E.S., Skjemstad, J.O., Baldock, J.A., 2004. Functions of soil organic matter and the effect on soil properties. *Grains Research & Development Corporation report Project No CSO 00029.*
- Lampurlanés, J., Cantero-Martínez C. 2003. Soil bulk density and penetration resistance under different tillage and crop management system and their relationship with barley root growth. *Agronomy Journal.* 95: 526-536.
- Lozano, Z.P., Rivero, C., Bravo, C., Hernández, R.M. 2011. Fracciones de la materia orgánica del suelo bajo sistemas de siembra directa y cultivos de cobertura. *Rev. Fac. Agron (LUZ).* 28: 35-56.

- Magdoff, F.R.; D. Ross, and J. Amadon, 1984. A soil test for nitrogen availability to corn. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 48, 1301–1304.
- Muñoz I. D. J., Mendoza C. A., López G. F., Soler A. A., Hernández M. M. M. 2000 *Manual de análisis de suelo. Edafología. Escuela Nacional de Estudios Profesionales Iztacala, UNAM, México.*
- NOM-021-RECNAT-2000. Que establece las especificaciones de fertilidad, salinidad y clasificación de suelos. Estudios, muestreo y análisis. *Diario Oficial*, 31 de diciembre de 2002.
- Norma Técnica V1.0. 2011. Norma Técnica para la producción cartográfica básica Escala 1:5 000. Instituto Geográfico Nacional. Ministerio de Defensa, Perú. Mayo 2011.
- Ortiz, B. y Ortiz, C. 1990. *Edafología. Editora V. Gómez Cueva, Universidad Autónoma Chapingo, Texcoco, México. 394 pp.*
- Reddy, M.S., 1991. Effects of soil amendments on the hardening of red sandy loams (chalka soils) of Andhra Pradesh. *Ann. Agric. Res.* 12, 174-176.
- Reeves, D.W., 1997. The role of soil organic matter in maintaining soil quality in continuous cropping systems. *Soil & Tillage Research* 43, 131-167.
- Rosell, R.A.; J.C. Gasparoni and J.A. Galantini, 2001. Soil organic matter evaluation. In *Assessment Methods for Soil Carbon* (Ed. R. Lal, J.M. Kimble, R.F. Follett y B.A. Stewart). Serie *Advances in Soil Science*, Chapter 21, pp. 311-322.
- Salinity Laboratory Staff. 1954. *Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. United States Department of Agriculture (USDA), Agriculture Hand Book Nvo 60. Washington.*
- Six J., P. Callewaer, S. Lenders, Gregorich and K. Paustian. 2002. Measuring and understanding carbon storage in afforested soils by physical fractionation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66: 1981-1987.
- Tan, Z.; R. Lal; L. Owens and R.C. Izaurralde, 2007. Distribution of light and heavy fractions of soil organic carbon as related to land use and tillage practice. *Soil Till. Res.* 92: 53-59.
- Zapata, H.R.D. 2006. *Química de los procesos pedogenéticos. Facultad de Ciencias. Universidad Nacional de Colombia. Medellín. 358pp.*

CAPÍTULO IV

Determinación de color: Munsell - CIELab

IV.1. Objetivo Específico

- Evaluar el color del suelo en condiciones húmedas y secas utilizando el Sistema de Notación Munsell y el sistema color CIELab.

IV.2. Antecedentes

El color es, probablemente, la característica más evidente cuando se observa la superficie o el perfil de un suelo y constituye su respuesta a la radiación electromagnética en la región visible del espectro. Es, además, una característica muy utilizada por el edafólogo para obtener información sobre la génesis del suelo y sobre sus propiedades físicas y químicas (Torrent, 1978).

El color del suelo viene dado por la existencia y proporción de compuestos orgánicos y minerales. La materia orgánica produce colores oscuros, generalmente negruzcos o pardos, como consecuencia de la presencia de ácidos húmicos. La acumulación de materia orgánica procedente de la muerte y descomposición de organismos vivos (hojas, raíces, microorganismos y pequeños animales) les confiere a los horizontes superiores de los suelos unos colores más oscuros que los que presentan los materiales más profundos. Una excepción a esta regla es la de los suelos llamados podzoles, en los que un proceso continuado de lixiviación ha transportado la materia orgánica hacia horizontes inferiores, provocando en ellos el color oscuro característico.

Muchos de los silicatos que se encuentran abundantemente en los suelos presentan colores claros, como es el caso del cuarzo y los feldespatos. Otros, por el contrario son oscuros, caso de la hornblenda, la biotita o los piroxenos. Los minerales de la arcilla *puros* presentan colores claros (blanco o grisáceo) si bien su *contaminación* con minerales de hierro o materia orgánica les hace perder esa característica. Sin embargo,

entre los minerales que tienen más influencia en el color resultante del suelo se encuentran los óxidos de hierro —término con el que se suelen englobar compuestos de hierro de diversa naturaleza como los propios óxidos, hidróxidos y ciertos carbonatos—, los óxidos de manganeso, el carbonato cálcico, el yeso u otros de menos importancia. De entre todos ellos, los que más condicionan el color final son los óxidos de hierro y de manganeso, que pueden proceder de procesos edáficos o haber sido heredados de la roca originaria.

La meteorización de los minerales primarios que contienen hierro (biotita, anfíboles, piroxenos, etc.) origina la aparición de minerales secundarios de hierro, la mayor parte de los cuales son óxidos e hidróxidos. Los más importantes, sus características cromáticas y su hábito se recogen en el cuadro IV.1.

Cuadro IV.1. Óxidos de hierro más característicos de los suelos

Nombre	Composición	Color	Suelos donde aparece
Goethita	a-FeO(OH) Cristalino	Amarillento 7,5YR a 10YR	Suelos de climas templados y frescos, húmedos a subhúmedos. Suelos tropicales. Suelos moderadamente hidromorfos en climas subtropicales.
Hematites	a-Fe ₂ O ₃ Cristalino	Rojo 2,5YR a 7,5 YR	Suelos tropicales y subtropicales. Suelos de climas mediterráneos.
Lepidocrocita	g-FeO(OH) Cristalino	Anaranjado 5YR a 7,5YR	Suelos no calizos, hidromorfos, de climas templados.
Maghemita	g-Fe ₂ O ₃ Cristalino	Pardo rojizo Oscuro	Suelos tropicales y subtropicales.
Ferrihidrita	Paracristalino	Pardo rojizo 5YR a 7,5YR	Suelos ácidos de las zonas frías y templadas, ricos en materia orgánica.

Fuente: Torrent (1978).

Pero además de los compuestos cristalinos y paracristalinos recogidos en la mencionada tabla, en los suelos aireados existen también ciertos compuestos más o menos amorfos. El color depende del tipo de óxido presente, de su cristalinidad y del grado de hidratación. En general, en ambientes más húmedos y fríos, los colores

debidos al hierro son amarillos o pardos, mientras que en otros ambientes son más rojos. En condiciones reductoras el hierro se presenta en forma ferrosa o bien en forma de compuestos ferroso-férricos. En este caso los colores predominantes son verdosos e incluso llegan a ser azulados cuando se forman sulfuros. En ambiente reductor la solubilidad del hierro aumenta, pudiendo individualizarse de los minerales de la arcilla y originando manchas grises o de colores pálidos. En suelos sometidos a un hidromorfismo continuado los colores resultantes son azulados más o menos oscuros. Si, por el contrario, el hidromorfismo es temporal, y por tanto también la reducción, los colores van alternando entre amarillos o pardos y verdes, grises o azulados (Torrent, 1978).

La meteorización de los silicatos que contienen manganeso en estado de valencia 2 produce diversos óxidos de manganeso tri y tetravalente. Solamente en ambientes permanentemente reductores permanece el manganeso en su forma divalente. Los colores de los compuestos oxidados del manganeso son muy oscuros, en ocasiones prácticamente negros, como es el caso de la pirolusita ($\beta\text{-MnO}_2$). Sin embargo, para que dicho color llegue a condicionar el del suelo se necesitan unas condiciones de alternancia de oxidación y reducción que permitan al manganeso moverse y acumularse suficientemente, lo cual solamente es posible en su estado divalente que es el único soluble.

Por último, entre los compuestos secundarios que condicionan el color del suelo, cabe citar por su notable influencia el carbonato cálcico (CaCO_3) o calcita, el sulfato cálcico hidratado ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) o yeso y la sílice (SiO_2) los cuales confieren un característico color blanco. La elevada salinidad de determinados suelos también produce colores blancos como consecuencia de la aparición de eflorescencias en su superficie.

Es evidente el interés que, en teledetección, tiene el conocimiento de la relación entre el color de un suelo y su composición, ya que, en virtud del mismo podrán sacarse consecuencias acerca de la naturaleza del suelo a partir de los niveles de reflectancia registrados en cada una de las bandas visibles del espectro. De otro lado podrá

explicarse el alto brillo de algunas regiones salinas o con altos contenidos en yesos o en carbonato cálcico.

El color del suelo no tiene un efecto directo sobre el crecimiento de las plantas, pero indirectamente afecta la temperatura y la humedad; a través de su efecto sobre la energía radiante, mientras mayor cantidad de energía calorífica esté disponible en el suelo, se causarán mayores grados de evaporación. El color es una de las cualidades más útiles para caracterizar y distinguir el suelo, su medición adecuada tiene importancia en muchos estudios edafológicos.

La determinación rutinaria del color del suelo en campo es lograda generalmente de manera visual comparando una muestra del suelo con las cartas de color estándar de las cuales la “Carta de Color Munsell” (Munsell Color, 1990) son usadas a escala mundial y debido a factores físicos, químicos y ambientales los errores substanciales están implicados en este método visual y subjetivo. El color del material también se puede medir en el laboratorio usando espectrofotómetros de reflexión difusa. Los datos de la reflexión espectral dados por estos aparatos se convierten fácilmente a tres estímulos (valores tricromáticos) que definen el color percibido por el ojo humano.

42

IV.2.1. Respuesta espectral del suelo

Las propiedades espectrales del suelo son relativamente simples (figura IV.1), la transmisión es nula, por tanto toda la energía se absorbe o refleja. La reflectividad es relativamente baja para todas las bandas aunque aumentando hacia el infrarrojo. Hay una cierta dependencia entre reflectividad y contenido en agua del suelo, cuanto mayor es el segundo, mayor es la primera. Este aumento se ve interrumpido en aquellas regiones en las que el agua absorbe energía, por tanto cuanto mayor sea el contenido de agua en el suelo, mayor va a ser la disminución en reflectividad de estas regiones.

Otros factores que afectan la respuesta espectral del suelo son la textura con una mayor reflectividad al aumentar el tamaño medio de las partículas de suelo (los suelos arenosos tienen mayor reflectividad que los arcillosos). El problema es que la textura

afecta también al contenido de humedad por lo que no resulta fácil diferenciar (con imágenes de satélite) entre ambos factores. Los minerales de la arcilla tienen, por su parte, una caída en reflectividad entorno a 2.2μ que no muestran las arenas.

El contenido en materia orgánica también afecta a la reflectividad, cuanto mayor sea su contenido y cuanto menos descompuesta se encuentre más oscuro resulta el suelo (menor reflectividad). La composición química y mineralógica también va a influir en la respuesta espectral, así por ejemplo el contenido en óxidos de hierro va a incrementar la reflectividad en el rojo.

La fuerte correlación entre muchos de los factores que influyen sobre la respuesta espectral del suelo, imposibilita el que puedan sacarse conclusiones claras del análisis de una imagen de unas zonas cuyas características edáficas se desconocen. En todo caso se ha comprobado que las áreas de suelo desnudo de una misma imagen siguen una serie de pautas reconocibles.

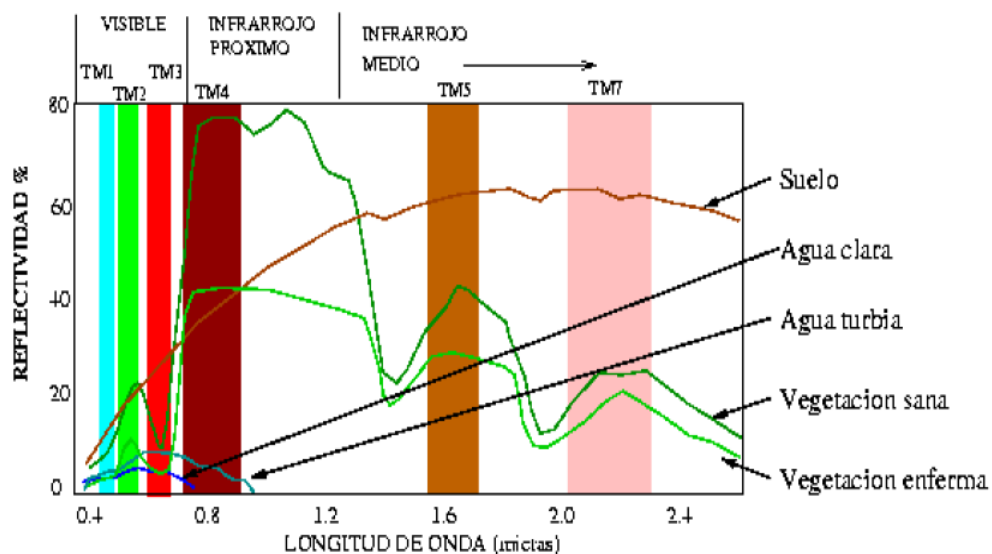
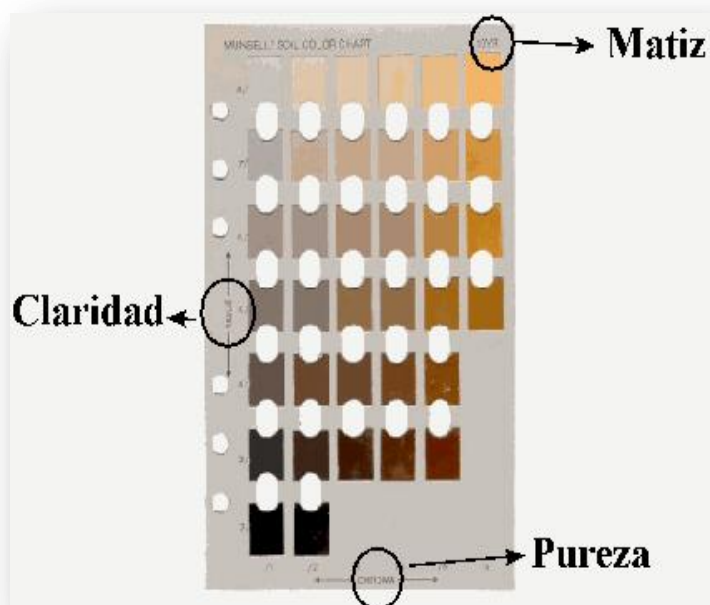


Figura IV.1. Signaturas espectrales

IV.2.1. Sistema de Notación y Color Munsell

Las tablas de color Munsell incluyen todos los matices del rango visible del espectro electromagnético, en suelos se utiliza sólo alrededor de la quinta parte del rango total de matices. La tabla Munsell está compuesta de hojas, representando cada una de ellas

un matiz (Hue) específico que aparece en la parte superior derecha de dicha página. Cada hoja presenta una serie plaquitas o "chips" diferentemente coloreados y sistemáticamente arreglados en la hoja, que representan la claridad (Value) y la pureza (Chroma). Las divisiones de claridad (Value) se presentan en sentido vertical, incrementando su valor (haciéndose más claro) de abajo hacia arriba; las divisiones de pureza (Chroma) se presentan en sentido horizontal, en la parte inferior de la hoja, incrementándose de izquierda a derecha (Figura IV.2).



Fuente: Jaramillo, 2002

Figura IV.2. Tabla de Color Munsell

IV.2.2. Sistema CIELab

El espacio CIELAB, (también conocido como CIELab) fue establecido por la Comisión Internacional de L'Éclairage (CIE, 1978; citado en Hunter Lab, 2008), se definen las magnitudes colorimétricas que se derivan matemáticamente de los valores triestímulo y pueden considerarse una respuesta de los observadores patrones a un estímulo luminoso. Tratando de imitar a los observadores reales, estas respuestas se hacen depender del tipo de estímulo y del blanco de referencia. Los estímulos dependientes

aparecen a los observadores reales como estímulos no auto luminoso, es el caso de cualquier superficie o material no emisor de luz. Como blanco de referencia se toma el difusor perfecto (es aquel que siguiendo la Ley de Lambert posee una luminancia constante independiente del ángulo de incidencia del haz de luz que lo ilumina) cuyos valores triestímulo son los del iluminante utilizado y se designan X_n , Y_n , Z_n . Las ecuaciones que describen la dinámica del color a lo largo de las tres coordenadas para cada uno de los puntos de cromaticidad antes mencionados son (Sánchez-Marañón, et al., 1995):

$$L^* = \begin{cases} 116 (Y / Y_n)^{1/3} - 6 & \text{si } (Y / Y_n) > 0.008856 \\ 903.3 (Y / Y_n) & \text{si } (Y / Y_n) < 0.008856 \end{cases}$$

$$a^* = 500 [(X / X_n)^{1/3} - (Y / Y_n)^{1/3}]$$

$$b^* = 200 [(Y / Y_n)^{1/3} - (Z / Z_n)^{1/3}]$$

Donde [X_n , Y_n , Z_n] corresponde con el blanco de referencia. L^* se representa en un rango de valores [0,100], mientras que a^* y b^* en [-60,60]. La conversión inversa se representa a continuación:

$$Y = [(L^* + 16) / 116]^3 Y_n$$

$$X = [-a^* / 500 + (Y / Y_n)^{1/3}]^3 X_n$$

$$Z = [-b^* / 200 + (Y / Y_n)^{1/3}]^3 Z_n$$

En el caso en que el cociente Y_n/Y (factor de luminancia) sea igual o menor que 0.008856 (muestras muy oscuras) el cálculo de las coordenadas colorimétricas se realizará con las expresiones siguientes (Muñoz, 2010):

$$L^* = 903.292 (Y / Y_n)$$

$$a^* = 3893.5 ((X/X_n) - (Y/Y_n))$$

$$b^* = 1557.4 ((Y/Y_n) - ((Z/Z_n)))$$

La coordenada L^* recibe el nombre de **claridad** y puede tomar valores entre 0 y 100, para estímulos independientes toma siempre el valor 100 y no sirve para su especificación. Las **coordenadas colorimétricas** a^* y b^* forman un plano perpendicular a la Claridad. La coordenada a^* define la desviación del punto acromático correspondiente a la Claridad, hacia el rojo si $a^* > 0$, hacia el verde si $a^* < 0$. Análogamente la coordenada b^* define la desviación hacia el amarillo si $b^* > 0$, hacia el azul si $b^* < 0$, como muestra la figura IV.3. (Velázquez, 2007)

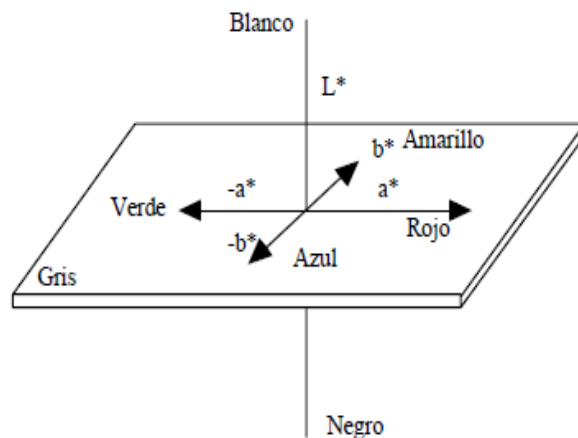


Figura IV.3. Espacio de color CIELab
Fuente: Velázquez, 2007

IV.3. Metodología

IV.3.1. Sistema de Notación y Color Munsell

La determinación del color se llevó a cabo mediante la comparación de una muestra del suelo con las placas de color que componen cada una de las cartas de hue (matiz) disponibles en las tablas Munsell; la comparación consistió en colocar la muestra en la ventana que se encuentra entre las placas coloreadas.

Para la descripción del color del suelo se utilizan dos parámetros: La notación y el color Munsell. La notación define los valores para los parámetros hue (matiz), value (valor) y chroma (croma) del color del suelo y el color Munsell asigna un nombre de color a una

determinada notación, con el fin de uniformizar la nomenclatura que se dé a los colores (Jaramillo, 2002). Al escribir la notación, el orden de las variables es:

Nombre del color + Hue (matiz) + Value (valor) + Chroma (croma)

IV.3.2. Sistema CIELab

La medida de las coordenadas colorimétricas L^* , a^* y b^* del Sistema CIELab se genera con un colorímetro Hunter Lav MiniScan XE Plus, que mide el color por reflexión directa, efectuando varias lecturas y recogiendo su integración. El cálculo de Índice de Color se realiza con la expresión: $IC = (1000 \times a^*) / (L^* \times b^*)$ y mediante la conversión de las coordenadas L^* , a^* y b^* se obtienen los valores de los atributos cromáticos del Ángulo Métrico de Tonalidad ($H^* = \arctan(b^* / a^*)$), Intensidad de Color o Índice de Cromaticidad ($C^* = \sqrt{(a^*)^2 + (b^*)^2}$). Con ayuda del programa ColorEng.Inc, Applet©1998 se realiza la transformación de las coordenadas cromáticas (L^*, a^*, b^*) a imágenes de color (García, 2000).

47

IV.4. Resultados y Discusión

IV.4.1. Sistema de Notación y Color Munsell

La "medida del color" implica la asignación de números que representen atributos del fenómeno psicológico de lo que llamamos color. Generalmente la medida del color no intenta describir directamente percepciones de color, en vez de ello, la medida del color intenta relacionar el fenómeno psicológico (color) con el fenómeno físico (flujo luminoso, longitud de onda, etc.) que provoca la percepción. Autores como Schulze et al 1993 y Schwertmann 1993 han mencionado que el color del suelo se relaciona fuertemente con los componentes sólidos del mismo, los suelos de Denganthza presentan coloraciones desde amarillo-pálido a rojizas (cuadro IV.2.) y según lo reportado por el sistema FAO (2007) se consideran suelos rojos aquellos que presentan color en un <<hue>> entre 5YR y 10YR, para el caso de las muestras analizadas el

Caracterización física-química-mineralógica del Cerro de Denganthza: "Tierra de Colores"

<<hue>> se encuentra entre 2.5Y, 5Y, 2.5YR, 7.5YR y 10YR , tanto en seco como en húmedo, presentando coloraciones claras el cual indica con frecuencia un empobrecimiento de Fe y Mn (Zapata, 2006). Esta coloración que presentan los suelos es indicativo de estados iniciales a intermedios de alteración del suelo bajo ambientes aerobios (oxidación), se relaciona con condiciones de niveles bajos a medios de materia orgánica y un rango muy variable de fertilidad corroborando la caracterización físico-química realizada a los suelos; así mismo se pueden observar algunos suelos con coloraciones grisáceas (2.5Y 6/2, 7.5YR 5/1, 5Y 3/2, 5Y 7/2) lo cual indica la falta de intemperización de la roca madre, depósitos de carbonato de calcio, afloración de sales (Parra, 2003) quedando gran cantidad de minerales ricos en sílice como cuarzo, feldespatos y caolinita. Las sustancias presentes en los suelos que les dan dicha coloración se debe a minerales que, en sí mismo, son poderosos agentes colorantes como son los distintos óxidos e hidróxidos de Fe y Al también conocidos con el nombre de sesquióxidos compuestos responsables, en gran parte, de los colores rojizos dominantes que, en sí mismo, son poderosos agentes colorantes, que se presentan en formas cristalinas y no cristalinas como lo son las distintas formas de hierro entre las que pertenecen la Gibsita: $Al(OH)_3$; Hematita: Fe_2O_3 ; Goethita: $(FeOOH)$, Ferrhidrita: $Fe_5O_8 \cdot 4H_2O$ y la Manganita: $(MnOOH)$, entre los más comunes citados por Besoain (1985); siendo la Goethita tal vez la principal sustancia colorante en los suelos cuyo color depende del grado de hidratación. La goethita no hidratada imparte en el campo a los suelos colores rojos, pero en secciones delgadas por lo común tiene un tinte pardo-rojizo. Por otra parte, la goethita hidratada por completo es de color amarillo-parduzco; estos colores que presentan los suelos llevan a plantear que debido a procesos pedogenéticos se ha producido un proceso de podzolización, que sería perfectamente factible en los suelos de estudio, proceso que según lo reportado por autores como Jaramillo (2002) y Washington (2007) se inicia con la alteración del material parental que libera aluminio y hierro. La respuesta depende de la definición que se tome. En cualquier caso, las condiciones que presenten los suelos dependerán

del tipo de material de partida, la composición mineral y las condiciones climáticas actuales o pasadas y el grado de desarrollo (Zapata, 2006).

IV.4.2. Sistema CIELab

El color del suelo puede caracterizarse en forma precisa mediante el uso de los espectrofotómetros. Estos equipos registran la cantidad de luz que refleja el suelo en todas las longitudes de onda del espectro visible (entre 400 y 700 nm). La transformación de los valores de reflectancia del suelo a color se puede hacer mediante procesos matemáticos y/o computacionales (Pizzar, 2008).

Los resultados obtenidos para las muestras analizadas por CIELab tanto en seco como en húmedo se indican en la figura IV.5., donde se reportan los valores tricromáticos (L*,a*,b*), los índices colorimétricos y la imagen de color de las mismas se trabajaron en el programa Color Eng. Inc, Applet©1998.

Cuadro IV.2. Color del suelo en húmedo y seco

Suelo	Húmedo	Seco
1	Pardo oscuro amarillo 10YR4/6	Amarillo 10YR7/6
2	Amarillo pálido 2.5Y7/3	Amarillo pálido 2.5Y8/2
3	Pardo olivo claro 2.5Y5/3	Gris pardo claro 2.5Y6/2
4	Pardo oscuro 7.5YR3/2	Gris 7.5YR5/1
5	Amarillo pálido 5Y8/4	Amarillo pálido 5Y8/3
6	Pardo rojizo oscuro 2.5YR5/3	Pardo rojizo oscuro 2.5YR3/4
7	Olivo oscuro grisáceo 5Y3/2	Olivo grisáceo 5Y4/2
8	Pardo fuerte 7.5YR2.5/3	Pardo oscuro 7.5YR3/2
9	Amarillo olivo 2.5Y6/8	Amarillo 2.5Y7/6
10	Amarillo pálido 5Y7/3	Olivo pálido 5Y6/3
11	Amarillo pálido 2.5Y8/3	Amarillo 2.5Y8/6
12	Gris claro 5Y7/2	Amarillo pálido 5Y7/3
13	Pardo amarillo claro 10YR6/4	Pardo amarillento 10YR5/8
14	Rojo pálido 2.5YR7/2	Rojo débil 2.5YR5/2

Las muestras se molieron y homogenizaron para su análisis observándose en dicho tratamiento un ligero cambio en su coloración donde el atributo más afectado es la

luminosidad característica que coincide con lo reportado por Sánchez-Marañón *et al*, (1995) y Matthias *et al*, (2000), factor que se relaciona con el brillo de las muestras y su capacidad para reflejar la luz blanca. De los atributos cromáticos los valores de L^* definen la capacidad para reflejar la luz que varía del negro al blanco (0 a 100); en el presente estudio se observaron rangos de 28.44 a 71.59 en húmedo y en seco de 34.16 a 83.32. En seco, el suelo 2 es el más luminoso y en húmedo el suelo 6.









Los valores cromáticos se ubicaron en los cuadrantes $+a^*$ y $+b^*$, los suelos presentaron coloraciones rojas y amarillas, atributo que coincide con lo obtenido en las Tablas Munsell. Para las muestras en húmedo las coordenadas de cromaticidad a^* varían de 15.23 a 0.29 y en b^* de 38.15 a 5.76; en seco los valores están comprendidos entre 13.82 a 0.21 y de 32.53 a 4.15, para a^* y b^* respectivamente. En promedio las muestras en húmedo superaron en un 7.24%, en a^* , y en b^* un 20.01% a las muestras en seco, resultados que según con lo reportado por Evans (1948), Brooks (1952) y Kojima (1958) confirmaron experimental el descenso de reflectancia para un aumento de la humedad.



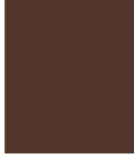


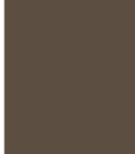


Es evidente que la mayor parte de los suelos aparecen más oscuros cuando están húmedos que cuando están secos. Se atribuye el citado descenso a las reflexiones múltiples de la radiación en el interior de la fina película de agua que cubre las partículas, reflejándose sucesivamente en la superficie de la partícula y la superficie de la película, característica que se explica por el efecto de los componentes sólidos del suelo los cuales tienen propiedades refractivas muy diferentes de las del aire, por lo que la luz que cae sobre un suelo seco es casi totalmente reflejada. Las propiedades refractivas del agua y de las partículas del suelo son muy parecidas por lo que una mayor cantidad de luz penetra al suelo y menor intensidad es reflejada (Aguilar, 1988; Áviles, 2005).

En cuanto a los valores obtenidos para el Ángulo Métrico de Tonalidad (H^*) presenta poca variación tanto en húmedo como en seco fluctuando entre 0.69 a 1.56 y 0.79 a









1.56, respectivamente. Los valores de Cromaticidad (C^*) muestran una evolución similar a la Tonalidad (H^*) en donde se observa un leve incremento en las muestras en seco para los suelos 13 (40.41), 9 (32.50) y 1 (32.01).

Por los resultados obtenidos el color de los suelos en húmedo corresponde a coloraciones amarillo-rojizas con mayor saturación en amarillo principalmente en los suelos 1,6 y 13, en el resto de las muestras de suelo presentaron tonalidades claras; sin embargo en seco todos los suelos son amarillo-rojizo sin saturaciones con tonalidades claras.

Atributos	Suelo 1		Suelo 2		Atributos	Suelo 3		Suelo 4	
	Húmedo	Seco	Húmedo	Seco		Húmedo	Seco	Húmedo	Seco
L*	42.36	48.60	71.59	83.32	L*	51.95	61.89	34.09	49.66
a*	15.23	13.82	6.02	3.57	a*	4.62	3.35	6.92	4.14
b*	28.15	29.08	19.25	14.02	b*	17.23	14.37	5.76	4.15
IC*	12.77	9.78	4.37	3.06	IC*	5.16	3.77	35.24	20.09
H*	1.07	1.13	1.27	1.32	H*	1.31	1.34	0.69	0.79
C*	32.01	32.20	20.17	14.47	C*	17.84	14.76	9.00	5.86
Color					Color				

Atributos	Suelo 5		Suelo 6		Atributos	Suelo 7		Suelo 8	
	Húmedo	Seco	Húmedo	Seco		Húmedo	Seco	Húmedo	Seco
L*	70.89	77.29	28.44	34.16	L*	28.51	38.57	28.63	35.6
a*	0.88	0.69	13.68	11.90	a*	3.59	3.13	9.76	7.95
b*	22.05	14.00	13.61	12.03	b*	10.67	10.07	12.27	10.35
IC*	0.56	0.64	35.34	28.96	IC*	11.80	8.06	27.78	21.58
H*	1.53	1.52	0.78	0.79	H*	1.25	1.27	0.90	0.92
C*	22.07	14.02	19.30	16.92	C*	11.26	10.55	15.68	13.05
Color					Color				

Caracterización física-química-mineralógica del Cerro de Denganthza: “Tierra de Colores”

Atributos	Suelo 9		Suelo 10		Atributos	Suelo 11		Suelo 12	
	Húmedo	Seco	Húmedo	Seco		Húmedo	Seco	Húmedo	Seco
L*	58.27	65.78	57.80	67.51	L*	67.45	78.82	62.66	68.98
a*	8.38	6.05	3.13	2.41	a*	6.75	4.45	0.29	0.21
b*	31.40	25.60	22.63	18.93	b*	28.93	22.42	19.19	14.39
IC*	4.58	3.59	2.39	1.89	IC*	3.46	2.52	0.24	0.21
H*	1.31	1.34	1.43	1.44	H*	1.34	1.37	1.56	1.56
C*	32.50	26.31	22.85	19.08	C*	29.71	22.86	19.19	14.39
Color					Color				





Atributos	Suelo 13		Suelo 14	
	Húmedo	Seco	Húmedo	Seco
L*	53.52	59.24	53.06	72.38
a*	13.32	10.85	8.75	5.51
b*	38.15	32.53	10.84	8.46
IC*	6.52	5.63	15.21	9.00
H*	1.23	1.25	0.89	0.99
C*	40.41	34.29	13.93	10.10
Color				

Figura IV.5. Atributos cromáticos de las 14 muestras de suelos en húmedo y seco

Luminosidad L*: (negro = 0, blanco = 100)

Coordenadas de cromaticidad: a* (rojo > 0, verde < 0), b* (amarillo b* > 0, azul b* < 0)

Índice de color: IC*

Cromaticidad: C*

Ángulo métrico de tonalidad: H*

IV.4.3. Correlaciones de parámetros cromáticos

Correlación L* vs IC*: El parámetro L* (luminosidad), muestra una correlación negativa con el IC con un ajuste de $R^2=0.3725$ en húmedo y $R^2=0.634$ en seco. En las figuras IV.6 y IV.7 se pueden observar las correlaciones de IC en ambas condiciones, indican que una disminución del índice cromático muestra un color más claro y un aumento del mismo parámetro a colores más oscuros en suelos. Aunque el ajuste es bajo en ambos casos el IC es un estimador confiable del color real o perceptible, es decir sin que el ojo sea influenciado por ningún otro factor externo, en los suelos (Hunter Lab, 2008).

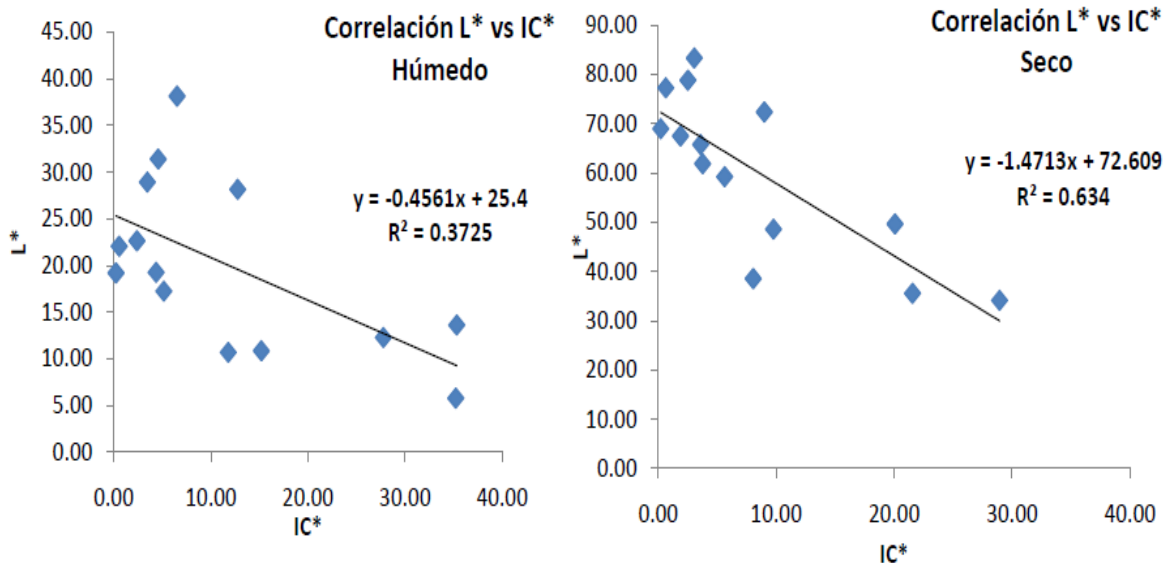


Figura IV.6 y IV.7. Correlación L* vs IC* en suelos húmedos y secos

Correlación a* vs IC*: En las figuras IV.8 y IV.9 el parámetro a* muestra una correlación lineal positiva con el IC. Si bien el ajuste no es bueno para ambos casos ($R^2=0.2593$ en húmedo y $R^2=0.3208$ en seco), como tendencia, se puede concluir que valores bajos de IC presentan un componente pobre de color rojo (Casassa, 2006).

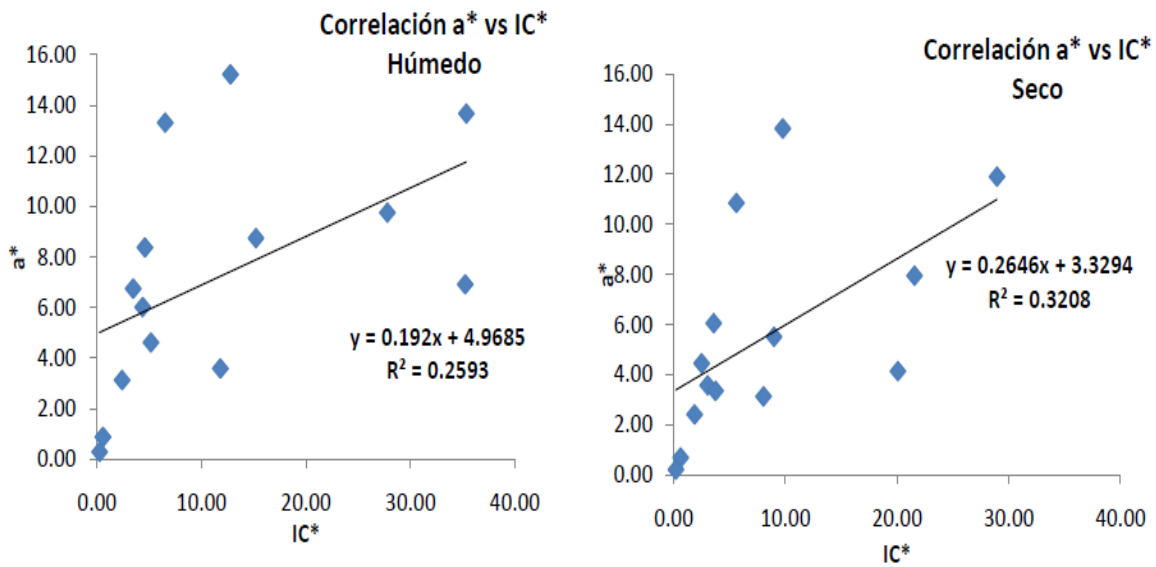


Figura IV.8 y IV.9. Correlación a* vs IC* en suelos húmedos y secos

Correlación b* vs IC*: El parámetro b* en las figuras IV.10 y IV.11 muestra una función lineal negativa con un valor de R² bajo en húmedo (R²=0.3725) y muy bajo en seco (R²=0.1627). El valor de b* indica la participación, en el color de los suelos, de la gama cromática que va desde el amarillo al azul, valores altos de este parámetro indica predominancia de tonos amarillos. Se observa en las figuras un despliegue de colores en el rango de los amarillos, indicando que b* es mayor que a*, lo que puede inducir a pensar que b* es un parámetro más importante que a*. Sin embargo, desde el punto de vista psicométrico de la tonalidad H*, ambos parámetros son esenciales.

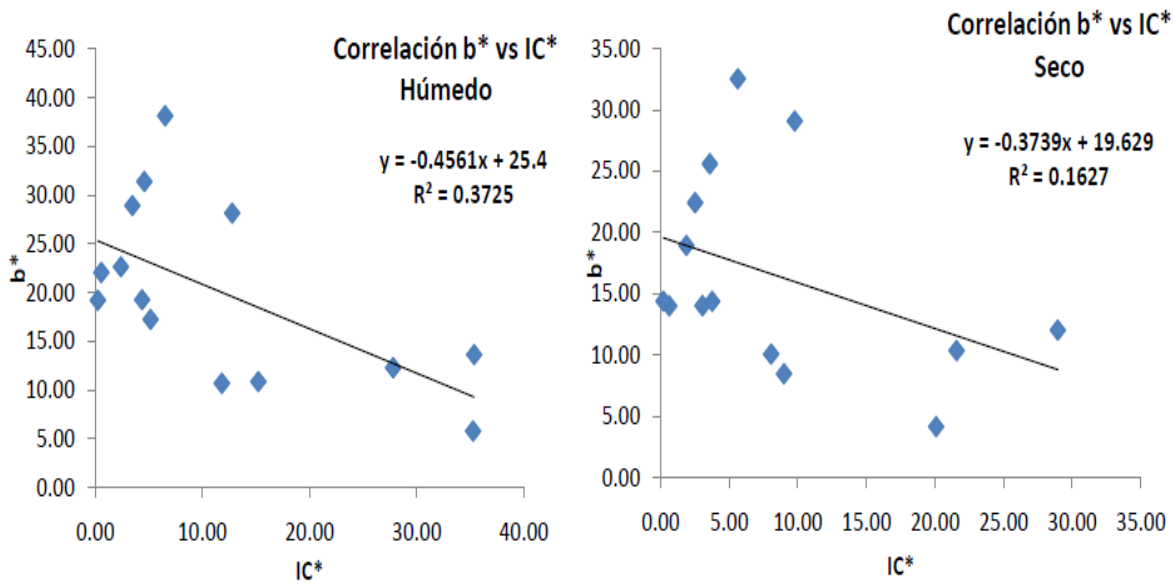


Figura IV.10 y IV.11. Correlación b* vs IC* en suelos húmedos y secos

Correlación H* vs IC*: Las figuras IV.12 y IV.13 muestran una función lineal negativa con un muy buen ajuste tanto en húmedo ($R^2=0.8832$) como en seco ($R^2=0.8705$), indicando una buena relación entre ambos parámetros, es decir, las muestras de suelo al tener un valor alto de tonalidad H* y de luminosidad L* presentan colores más “claros”.

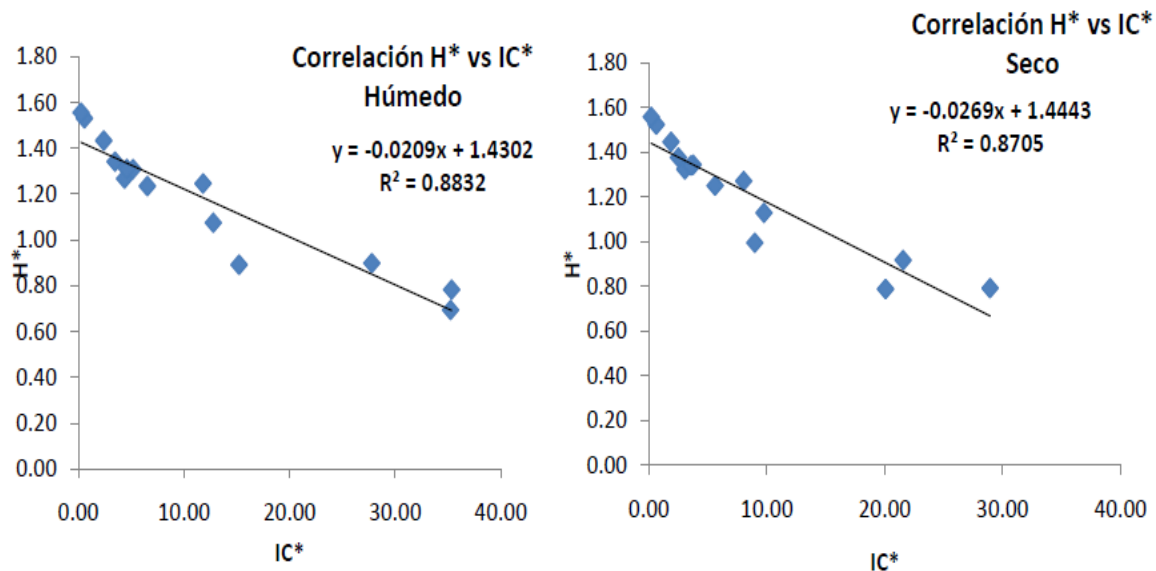


Figura IV.12 y IV.13. Correlación H* vs IC* en suelos húmedos y secos

Correlación C* vs IC*: El parámetro C* (cromaticidad) muestra una correlación negativa con el IC* como se muestra en las figuras IV.14 y IV.15. Si bien el ajuste no es bueno tanto en húmedo ($R^2=0.2135$) como en seco ($R^2=0.014$), se puede deducir que suelos con valores mayores de C* presentan un mayor componente de colores amarillo y poco de rojos, es decir, resultan menos saturados a la vista; esto se explica debido a que el parámetro C* se calcula a partir de los valores de a*(que incluye toda la gama de colores desde el rojo hasta el verde) y b* (que incluye toda la gama desde el amarillo al azul), relación que se observa en el parámetro b* el cual toma valores altos desde 10 hasta 40 en unidades CIELab (García, 2000).

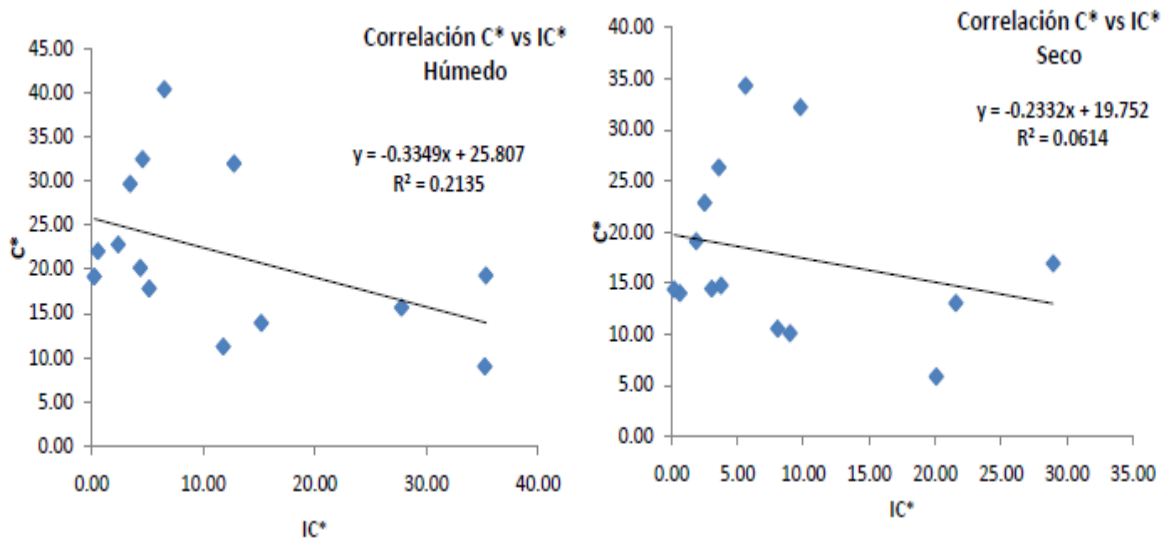


Figura IV.14 y IV.15. Correlación C* vs IC* en suelos húmedos y seco

IV.5. Conclusiones

La descripción del color mediante la terminología el sistema de notación Munsell es una herramienta útil y económica en la caracterización del perfil del terreno y la cartografía de los suelos, puesto que proporciona pruebas verificables de los procesos de formación; es fácil de manipular para la evaluación de color del suelo tanto en campo como en el laboratorio.

La literatura reporta errores de hasta 9% en la determinación del matiz y de hasta 45% la determinación de claridad y pureza; sin embargo el color puede caracterizarse en

forma precisa mediante el uso de los espectrofotómetros como fue el caso de CIELab para el objetivo de estudio. Ambas técnicas resultaron confiables al dar la clasificación y notación de color que presentaban las muestras del área de Denganthza, para fines pedogénéticos se recomienda la caracterización mineral de las muestras.

El sistema de Notación Munsell es una herramienta útil, económica y fácil de manipular para la evaluación de color del suelo en campo como en el laboratorio, sin embargo el color puede caracterizarse en forma precisa mediante el uso de los espectrofotómetros como fue el caso de CIELab para el objetivo de estudio.

IV.6. Bibliografía

- Aguilar, S.A. 1988. Métodos de análisis de suelos. *Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo*, México.
- Avilés, A.M.P. 2005. Estudio de la correspondencia entre los valores de diferencia de color, de colores muy próximos, calculados según CIELab y CMC (2:1). Tesis de Maestría. IPN, México, 135pp.
- Brooks, F.A. 1952. Atmospheric radiation and its reflection from the ground. *J. Meteorol.* 9: (p 41-52).
- CIE. (Commission Internationale de l'Éclairage). 1978. Recommendations on uniform color spaces, color difference and psychometric color terms. Suppl. No. 2 to Publ. CIE No. 15 (E-1.3.1), 1971, (TC-1.3) 1978. CIE Central Bureau. Paris, France.
- Evans, R.M. 1948. An introduction to color, (p.91-92). John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Hunter Lab. 2008. CIEL*a*b* Color Scale. Applications Note. 8(7):1-4.
- FAO, 2007. Base Referencial Mundial del Recurso Suelo. Primera actualización 2007. *Informes sobre Recursos Mundiales de Suelos* No. 103.

- García, J.A.L., Calixto, F.S. 2000. Evaluation of CIELab parameters during the clarification of sugar syrup from Mezquite pods (*Prosopis Pallida* L) *International Journal of Food. Science and Technology* 35: 385-389.
- Jaramillo, J. 2002. Introducción a la ciencia del suelo. *Universidad Nacional de Colombia*, Facultad de Ciencias Medellín. Colombia.
- Kojima, M. (1958). Relationship between size of soil particles and soil colors. (Abstract) *Soil and Plant Food* 3(4) (p204).
- Matthias, A. D., A. Fimbres, E. E. Sano. D. F. Post, L. Accioly, A. K. Batchily, and L. G. Ferreira. 2000. Surface roughness effects on soil albedo. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64: (p1035-1041).
- Munsell Color. (1990). *Munsell soil color chart*. Baltimore.
- Muñoz, M.A.A. 2010. Colorimetría: Introducción a las mediciones de color. *Yotta: La ciencia nuestro mundo.* 1(3): 19-22.
- Parra, M.A., Fernández, E.R., Navarro, C., Arquero, O. 2003. Ed. Mundi-Prensa. 256 pp.
- Pizzar, C.J., Arasa, M.de L., Pujol, J., Arjona, M., Vilaseca. M. 2008. Reproducción espectral de valores triestímulo mediante descripciones B-spline: evaluación del error del color. *Red temática: Ciencia y Tecnología del color.* Granada. 28-32.
- Sánchez-Marañón, M., G. Delgado, R. Delgado, M. Pérez, and M. Melgos a. 1995. Spectroradiometric and visual color measurements of disturbed and undisturbed soil samples. *Soil Sci.* 160: (p291-303).
- Schulze, D.G. 1993. Significance of organic matter in determining soil colors. *Soil Color. Special publication 31. Soil Science Society of America.* (p71-90) Madison, WI. USA.
- Schwertmann, U. 1993. Relations between iron oxides, soil color and soil formation. **In:** *Soil color. J. M.*

- Torrent, V., Barron, V. 1978. Laboratory Measurement of Soil Color: Theory and Practice. Soil Color. Special publication 31. *Soil Sciencia Society of America*. (p21-33). Madison, WI. USA.
- Velázquez, J.J.; Oleschko, K; Muñoz, V; Arcadio, J; Velásquez, V. M. A; Girón, R. Y; Martínez, M. M; Figueroa, S. B. 2007. El color del Andosol como un indicador de su calidad física bajo el manejo (p1-8). *TERRA Latinoamericana*, Vol. 25, Núm. 1, México.
- Zapata, H.R.D. 2006. Química de los procesos pedogenéticos. Facultad de Ciencias. Universidad Nacional de Colombia. Medellín. 358pp.

Índices de Alteración y Meteorización

V.1. Objetivo Específico

- Usar trazadores geoquímicos para la interpretación de la tasa de alteración en los suelos de la región de Denganthza, Municipio Tepatepec de Francisco I Madero, Hidalgo.

V.2. Antecedentes

La intensidad o grado de meteorización, es la cantidad de alteración actual, con respecto a un estado inicial, identificado en la roca sólida o sedimento. Estos cambios son el resultado de varios procesos de descomposición, en otras palabras, cuánto se ha transformado un material de partida (mineral, roca, sedimento) con respecto a su estado inicial, por efecto de la meteorización y en particular, por efecto de los procesos químicos que causan descomposición (González, 2004). La intensidad de la meteorización puede ser estimada de diversas maneras, algunas de ellas sofisticadas, mientras que otras, principalmente aquéllas utilizadas en el campo, basadas en criterios muy simples y un número pequeño de categorías arbitrariamente definidas, con las cuáles se describen los mantos de alteración en profundidad hasta la roca fresca (Goudie et al 1981). Bland y Rolls (1998) y Elizalde (1999) plantean que la intensidad de la meteorización en un material puede ser estimada basada en índices químicos y aplicada a rocas y a mantos de alteración, sedimentos y suelos; la intensidad de la meteorización utilizando índices químicos puede ser evaluada en términos absolutos comparando la constitución del material de partida, con aquella del material meteorizado. Sin embargo en muchos casos, donde la composición del material no es conocida o es incierta, se evalúa esa intensidad en términos relativos, lo que supone

que algunos componentes permanecen prácticamente inmóviles durante la meteorización y sirven como puntos de referencia.

V.2.1. Procesos básicos de formación del suelo

Los procesos básicos de formación del suelo son tres: fragmentación o meteorización física, alteración o meteorización química y translocación de sustancias. Estos procesos afectan tanto a la fase mineral como a la fase orgánica del suelo y actúan en la formación de todos los suelos.

V.2.1.1. Fragmentación o meteorización física

La actuación del proceso de fragmentación o desagregación física del material original se puede poner de manifiesto directamente en el perfil del suelo, simplemente observando cómo en su base las rocas están fragmentadas en numerosos bloques de diversos tamaños. Esta fragmentación se origina por diversas causas:

- **Congelación:** El agua penetra en los poros y al congelarse aumenta de volumen rompiendo las rocas. El peso de agua a hielo conlleva un aumento de volumen del 9%.
- **Efecto de descarga:** Como la trayectoria de las rocas se ha formado bajo presiones intensas en el interior de la Tierra, se encuentran muy comprimidas y cuando afloran a la superficie se expanden y se fracturan.
- **Dilatación/Contracción:** Los cambios de humedad y temperatura, por ejemplo por insolación, producen cambios de volumen que fracturan las rocas.
- **Cristalización:** A partir de soluciones intersticiales se forman cristales por precipitación en los poros de las rocas y al seguir creciendo aumenta de volumen y presionan las paredes, llegando a romper las rocas.

- **Acción biótica:** Las raíces de las plantas invaden las grietas de las rocas y al crecer llegan a fracturar al material encajante (ejercen fuerza de hasta de 10 kg/cm²) (Washington, 2007).

V.2.1.2. Alteración o meteorización química

En contacto con el aire, y sobre todo con el agua, los minerales de las rocas se alteran. Por otra parte, los organismos atacan a los minerales para extraer elementos nutrientes (K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺) y los transforman. La alteración química del material original se encuentra ampliamente desarrollada en los suelos y se pone de manifiesto comparando la mineralogía inicial de la roca frente a la del suelo que se forma.

Los principales procesos de alteración química son:

- **Oxidación/reducción:** Alteración química de los materiales del suelo por pérdida o ganancia de electrones. Normalmente los minerales (y la materia orgánica) se oxidan en el suelo. Los minerales se han formado en un medio pobre en oxígeno por lo que se presentan sus iones en forma reducida y en contacto con el oxígeno del aire presente en el suelo se oxidan. Ocurre sobre todo en elementos que pueden actuar con diferentes estados de valencia (hierro, magnesio).
- **Solución:** Afecta sólo a aquellos compuestos que son directamente solubles en agua, como la halita. Estos materiales, al ponerse en contacto con el agua del suelo, se movilizan.
- **Hidratación:** Las moléculas de agua son atraídas por los minerales que las incorporan a sus estructuras, como la anhidrita que se transforma en yeso.
- **Hidrólisis:** Reacción química de los H⁺ y OH⁻ del agua que se intercambian con los cationes y aniones de los minerales, llegando en los casos extremos a destruir por completo a los minerales. Este proceso ocurre sobre todo en silicatos como los feldespatos o las micas.

- **Neoformación:** Los iones liberados en la alteración de los minerales del suelo pasan a la solución y van a sufrir distintas evoluciones: los iones muy solubles permanecerán en solución y serán lavados hacia niveles freáticos subterráneos.
- **Humificación y mineralización:** Al igual que la fracción mineral, el material orgánico también sufre una intensa transformación. Los restos orgánicos en el suelo pierden rápidamente su estructura celular y se transforman en un material amorfo que va adquiriendo un color cada vez más negro, con una constitución y composición absolutamente distintos de los originales. La alteración puede conducir al desarrollo de dos procesos distintos: La humificación engloba una serie de procesos de alteración entre productos orgánicos, es decir, que siempre se conserva la estructura orgánica. Por el contrario la mineralización conduce a la destrucción total de los restos orgánicos transformándolos en productos inorgánicos sencillos mineralizándose la materia orgánica del suelo (Zapata, 2006; Washington, 2007).

V.2.1.3. Translocación de sustancias

Hay un tercer proceso que ejerce una importantísima acción en la formación del suelo: la translocación de sustancias, que por un lado mezcla y agrega los materiales edáficos y por otro lado, los separa y los concentra. Todas estas acciones se realizan bien por los organismos del suelo, muy especialmente por los que excavan galerías, como las lombrices y las hormigas, o por simple efecto mecánico, muy frecuentemente por la acción del agua que transporta los materiales, a veces en suspensión, a veces en disolución. Este arrastre puede eliminar a las sustancias transportadas fuera del perfil o acumularlas a una determinada profundidad.

V.2.2. Análisis Espectral de Fluorescencia de Rayos X

Cuando una muestra sólida o líquida se bombardea con rayos X de energía apropiada, los átomos de los elementos constitutivos emiten un espectro de rayos X heterogéneo; se dice que la muestra fluoresce. Esta radiación secundaria contiene varias longitudes

de onda, cada una de las cuales es característica y representativa de cada uno de los elementos componentes de la muestra. Las radiaciones componentes del espectro, de longitudes de onda diferente, se separan mediante un cristal analizador cuyo espacio d es conocido. La energía de los rayos X fluorescentes dispersados por el cristal analizador, cada una a un ángulo diferente, se mide con un detector de radiaciones y se registra automáticamente. Del análisis de estos valores (posición angular, energía) se puede obtener información cualitativa y cuantitativa de los elementos presentes en un compuesto (Valentinuzz, 2008).

El análisis químico por fluorescencia de rayos X implica resolver una serie de problemas, como el efecto de matriz (acción interelementos) y el tamaño de partículas, particularmente en la determinación de elementos de número atómico bajo. Esto significa que la intensidad de la radiación fluorescente emitida por un elemento a una concentración determinada puede variar con la composición total y con el tamaño de partículas de la sustancia. Diversas técnicas experimentales fueron desarrolladas, tendientes a minimizar estos efectos.

La espectrografía de rayos X, llamada también, método de análisis espectral de fluorescencia de rayos X, constituye un método moderno, rápido y no destructivo que permite determinar cualitativa y cuantitativamente los elementos que constituyen una sustancia. Todos los elementos, desde el boro (número atómico 5) a los transuránicos pueden determinarse se encuentren ya como elementos puros o combinados, en estado sólido (cristalino o amorfo) o en solución. El análisis puede hacerse en el aire, en una atmósfera de gases de baja absorción (He, Ar, H₂) o en vacío y es independiente de la estructura molecular de los elementos en la muestra.

Dependiendo de la composición de la sustancia, la concentración de un elemento puede ser determinada desde fracciones de ppm hasta 100%. La precisión del método es generalmente del orden del 1% y puede en muchos casos mejorarse hasta menos del 0.1 – 0.3%, y por esto se sitúa dentro de los límites del análisis instrumental. En cuanto a tiempo, el análisis por elemento demora aproximadamente desde menos de 1 a 10 minutos (González, 2009).

Una de las mayores aplicaciones de la espectrografía de rayos X ocurre en el campo geológico, que requiere para sus estudios la información química cualitativa y cuantitativa. En el campo edafológico este método comenzó a utilizarse con éxito en los últimos 15 años, en análisis elemental de los elementos mayores de suelos y arcillas (Si, Al, Fe, Ti, Ca, Mg, K, Na, Mn), elementos trazas (Co, Cu, Mo, Zn, Ga, Cs...), capacidad de intercambio de cationes y otros; también se utilizó en el estudio de tejidos vegetales y no cabe nada que en el campo de la química analítica de los suelos este método adquirirá gran importancia en los próximos años.

V.3. Metodología

V.3.1. Trabajo de Laboratorio

Las muestras fueron analizadas para geoquímica de elementos mayores (son aquellos que entran a formar el mineral de forma mayoritaria, es decir, en la fórmula química). La composición química de un mineral se expresa normalmente en óxidos en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología se utilizó un aparato de Fluorescencia de Rayos X (FRX) marca Siemens modelo SRS-3000.

Para el conjunto de los resultados obtenidos, se utilizaron algunos índices y trazadores geoquímico que permiten observar la alteración y evolución geoquímica que sufren los materiales, los diagramas binarios y ternarios fueron graficados en el programa Origin Pro8 SRo versión 8.0725 y TriDraw versión 4.5a.

V.3.1.1. Índices de alteración y meteorización

Se relacionaron los diferentes componentes químicos de las muestras (en general, expresados en moles):

Índice meteorización potencial (González, 2004)

$$\text{IMP} = 10.2\text{CaO} + 13.1\text{MgO} + 8.1\text{K}_2\text{O} + 10.5\text{Na}_2\text{O}$$

Índice de meteorización (González, 2004; Acevedo, 2010)

$$IM1 = SiO_2 / Al_2O_3$$

$$IM2 = SiO_2 / Fe_2O_3$$

Índice de Alteración (González, 2004)

$$IA = SiO_2 / (Al_2O_3 + Fe_2O_3)$$

Índice de Alteración Química (Zarza, 2010)

$$CIA = [(Al_2O_3 / Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] \times 100$$

V.3.1.2. Trazadores geoquímicos

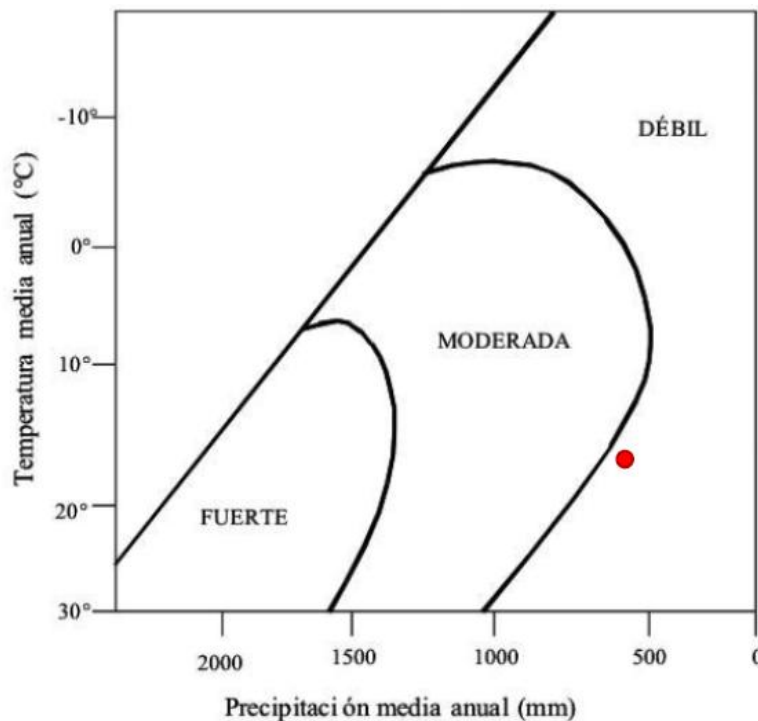
Se estudió la evolución geoquímica que sufren los materiales durante la alteración con la ayuda de diagramas triangulares propuestos por Chesworth (1979, 2000) observando el comportamiento relativo de los tres componentes ((CaO + MgO) + (Na₂O + K₂O) + (SiO₂+Al₂O₃+Fe₂O₃)) y SiO₂+Al₂O₃+Fe₂O₃) de lo que se denomina “sistema residual”. El diagrama A-CN-K es utilizado para la evaluar la composición de las muestras ricas en plagioclasas fresca y feldespato potásico, examinar los patrones de meteorización, sus productos y los minerales de arcilla (Nesbitt y Young, 1984, 1989; Nesbitt et al., 1996). Otros trazadores utilizados son los diagramas de variación binarios o Diagramas Harker del conjunto de pares de óxidos mayores en combinación con el incremento de SiO₂ (en abscisa) considerando la evolución química de las muestras (Petrinovic, 1999; Martínez, 2002), y se empleo el diagrama binario álcalis-sílice (Le Maitre ,1989) para la clasificación química de las muestras, que indica la suma del Na₂O + K₂O (en forma de sus óxidos) en la ordenada versus el contenido en SiO₂, en la abscisa.

67

V.4. Resultados

Tomando como referencia las condiciones ambientales particularmente el clima (relaciones entre temperatura y humedad), que constituyen un factor de alta significación en determinar el tipo e intensidad de los procesos de descomposición y desintegración; se observa que a 17.5°C (temperatura media anual) y 581.4 mm

(precipitación media anual), factores climáticos del área de estudio, indican que la intensidad de meteorización química es débil (figura V.1.); autores como Porta (1994, citado en González, 2004) mencionan las características climáticas y en particular los elementos de precipitación y de temperatura influyen en la intensidad de la meteorización de allí que se pueda determinar que la meteorización de los materiales en el área de estudio es menos intensa que en zonas húmedas y cálidas (González, 2004).



Fuente: Cooke y Doornkamp (1990), citado en González, 2004

Figura V.1. Intensidad de meteorización química en el área de estudio

V.4.1. Elementos mayoritarios y Diagramas de Harker

El comportamiento de la meteorización a partir de los óxidos (cuadro V.1.) en las muestras de la región de Danganthza está caracterizado por la riqueza de SiO_2 , CaO , Al_2O_3 y Fe_2O_3 , y pobreza de TiO_2 , MnO , MgO , Na_2O , K_2O y P_2O_5 . El orden y la abundancia de los óxidos es $\text{SiO}_2 > \text{CaO} > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Fe}_2\text{O}_3$ aunque se reportan bajos contenidos de óxidos de Mg, Na y K, que corresponden a una etapa temprana en el desarrollo de los suelos, reflejándose un bajo grado de alteración del material (Chesworth, 1979; Acevedo y

Flores, 2000). Las relaciones molares del índice de meteorización $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (4.55 a 9.19) y de $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (10.72 a 74.73) mostraron un predominio del SiO_2 indicando un bajo grado de alteración en las 14 muestras, estos valores se consideran característicos de materiales poco alterados, donde la escasa precipitación favorece la acumulación de sílice (Kendrick y McFadden, 1996).

V.4.1.1. Calcio (CaO) y Magnesio (MgO)

El porcentaje de carbonatos (traducida aquí por óxido de calcio, CaO) está entre 1.69% y el 43.46%, encontrándose en la mayoría de las muestras valores mayores al 15% y se puede considerar como arenas calcáreas (Nachite, 2004). Los elementos más abundantes (SiO_2 y CaO) están inversamente relacionados entre, evidenciando la presencia de arenas cuarzosas (Nachite, 2005). Los valores de Mg oscilan entre 2.53% a 0.33% (cuadro V.1.) muestran una buena correlación positiva con el SiO_2 ($R^2=0.8111$), indicando un aumento de Si y Mg en la misma proporción y la existencia de una estructura de Ca y Mg en relación 1:1. La poca representatividad de este compuesto indica que las muestras de suelos son relativamente maduros (figura V.2).

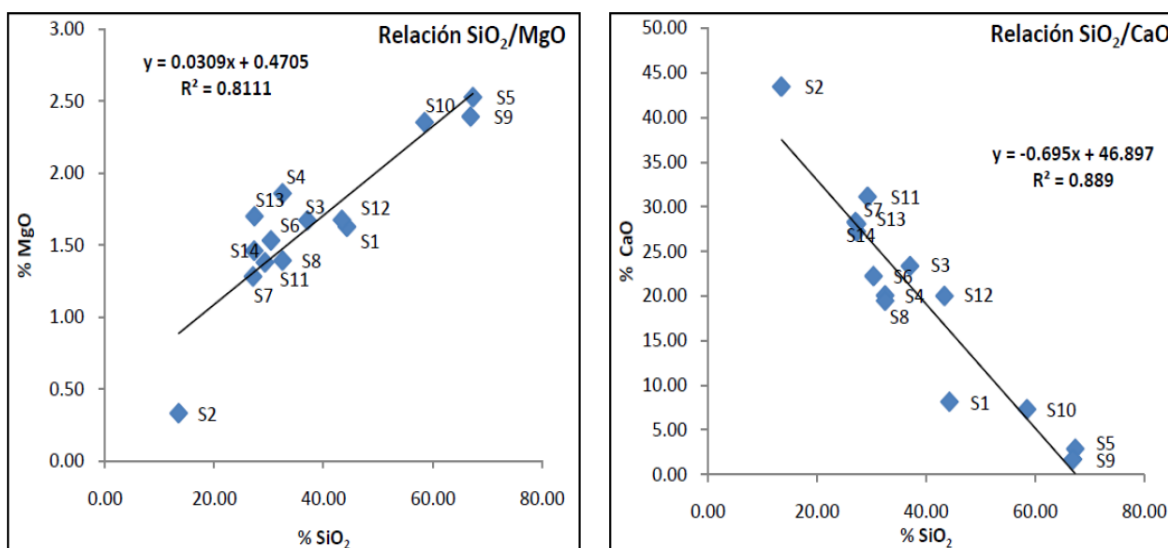


Figura V.2. Diagrama de Harker (SiO_2/MgO y SiO_2/CaO)

V.4.1.2. Aluminio (Al_2O_3), Hierro total (Fe_2O_3), Titanio (TiO_2)

En el diagrama Harker SiO_2 contra Al_2O_3 (figura V.3.) las suelos exhiben una correlación positiva ($R^2=0.5199$) observándose que al aumentar Si aumenta el Al, esto indica claramente la influencia de aluminosilicatos en las muestras de suelo; con base a estos resultados se puede deducir la presencia de alófanos ricos en silicio (Wada 1989; Shoji et al., 1993; citado en Campos, 2010). El contenido de hierro total varía 10.97% a 3.18% y de titanio 1.46% a 0.21% el cual se considera uno de los elementos más insolubles (cuadro V.1.); los diagramas de distribución Harker para estos óxidos muestran una nula correlación (Fe, $R^2=0.0046$; Ti, $R^2=0.0057$) de ambos óxidos a incrementos de SiO_2 (figura V.3.).

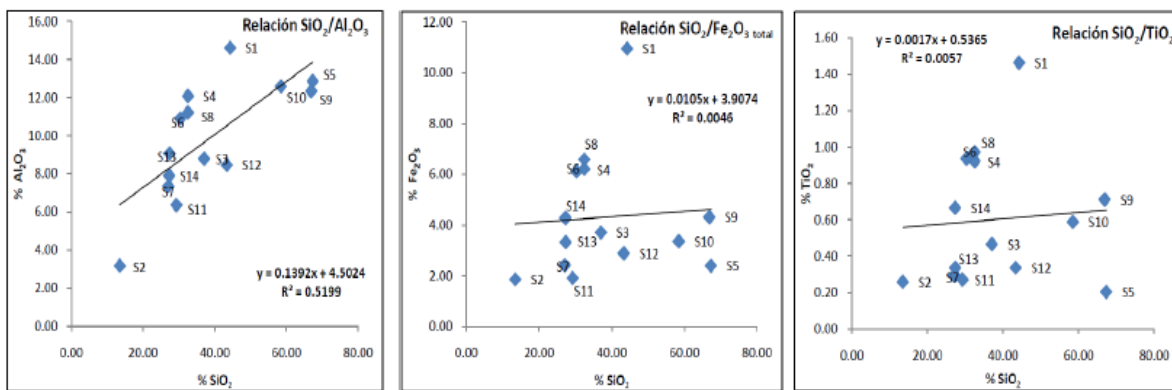


Figura V.3. Diagrama de Harker (SiO_2/Al_2O_3 , SiO_2/Fe_2O_3 y SiO_2/TiO_2)

V.4.1.3. Sodio (Na_2O) y Potasio (K_2O)

El contenido de sodio es un indicador útil de salinidad, deposicional o diagenética (Land y Hoops, 1973; Vaser et al, 1978), el contenido bajo de sodio varía 0.76% a 0.06% y las concentraciones del potasio entre 0.09% y 1.45% (Cuadro V.1.). El contenido del potasio es muy afectado por la diagénesis de los minerales de los carbonatos y esto decrece con incrementos en el tiempo de la diagénesis (Molenaar y Joug, 1987). Los óxidos de Na y K son minoritarios (sin llegar al 2%); la poca representatividad de estos compuestos indica un proceso continuo de meteorización química débil que consiste

en una pérdida paulatina de cationes alcalinos y alcalinotérreos (figura V.4) (Zapata, 2006).

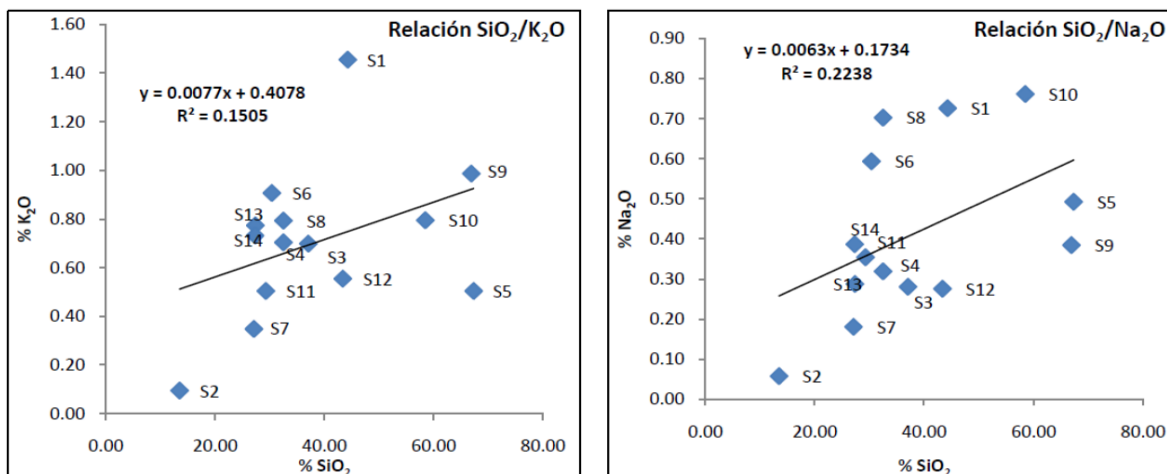


Figura V.4. Diagrama de Harker (SiO₂/K₂O y SiO₂/Na₂O)

Cuadro V.1. Contenido de óxidos totales en las muestras analizadas del ejido de Denganthza

Muestra	Óxidos totales										Índices de Alteración y Meteorización				
	%										Relaciones molares				
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ total	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	IMP	IM1	IM2	IA	CIA
1	44.28	1.46	14.62	10.97	0.20	1.63	8.14	0.73	1.45	0.40	2.25	5.13	10.72	3.47	45.43
2	13.48	0.26	3.18	1.85	0.06	0.33	43.46	0.06	0.09	0.09	8.03	7.19	19.31	5.24	3.85
3	37.04	0.47	8.80	3.71	0.09	1.67	23.35	0.28	0.70	0.16	4.89	7.14	26.57	5.62	16.77
4	32.49	0.92	12.09	6.22	0.11	1.86	20.06	0.32	0.70	0.27	4.36	4.55	13.88	3.43	24.25
5	67.32	0.21	12.87	2.39	0.03	2.53	2.87	0.49	0.50	0.12	1.46	8.87	74.73	7.93	66.48
6	30.37	0.94	10.91	6.13	0.13	1.53	22.22	0.59	0.91	0.27	4.71	4.72	13.17	3.47	20.48
7	27.08	0.30	7.36	2.42	0.12	1.28	28.28	0.18	0.35	0.08	5.62	6.24	29.78	5.16	12.37
8	32.49	0.97	11.23	6.59	0.11	1.39	19.46	0.70	0.79	0.24	4.17	4.91	13.10	3.57	23.09
9	66.90	0.71	12.35	4.31	0.01	2.39	1.69	0.39	0.99	0.09	1.23	9.19	41.22	7.51	72.15
10	58.48	0.59	12.60	3.36	0.08	2.35	7.30	0.76	0.79	0.16	2.29	7.87	46.29	6.73	45.01
11	29.28	0.27	6.37	1.91	0.08	1.38	31.11	0.35	0.50	0.11	6.21	7.80	40.80	6.55	9.94
12	43.36	0.34	8.47	2.89	0.11	1.68	19.99	0.28	0.55	0.11	4.27	8.68	39.94	7.13	18.46
13	27.35	0.34	9.08	3.33	0.09	1.70	28.08	0.29	0.77	0.16	5.77	5.11	21.85	4.14	14.77
14	27.30	0.67	7.91	4.28	0.07	1.46	27.22	0.39	0.73	0.17	5.55	5.85	16.96	4.35	13.44

IMP: Índice de Meteorización Potencial (González, 2004)

IM1: Índice de Meteorización 1 (González, 2004; Acevedo, 2010)

IA: Índice de Alteración (González, 2004)

CIA: Índice de Alteración Química (Zarza, 2010)

V.4.2. Trazadores Geoquímicos

V.4.2.1. Diagrama de Chesworth (Sistema Residual)

La evolución geoquímica sufrida durante la alteración y edafogénesis pone de manifiesto el carácter abierto de los sistemas, con una pérdida significativa de los elementos más móviles, sobre todo Ca y Mg, y una clara tendencia de los materiales hacia el sistema residual (Chesworth, 1979; Ruíz, 1998; Torrado, 2007) los suelos 1, 5, 9 y 10 a medida que avanzan estos procesos (figura V.5.). Entre los principales componentes del sistema residual, el silicio es el elemento más móvil. La movilidad de los componentes muestra el siguiente orden: SiO_2 , $\text{CaO} > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Fe}_2\text{O}_3$ lo que da lugar a productos ricos en aluminio y en menor medida de hierro en el material residual. Este tipo de alteración tiene una tendencia similar a la que experimentan las rocas básicas o metabásicas en los medios de alteración tropicales (Macías, 1980). Globalmente hablando, el proceso de alteración tiene una tendencia aluminizante, la movilidad geoquímica de Fe muestra menor movilidad o igual que Al, al parecer relacionada con la hidrología de los suelos (Ruíz, 1998).

73

V.4.2.2. Diagrama A-CN-K y estimación del Grado de Intemperismo

La proporción molar de Al_2O_3 (A), CaO^* (definido como CaO en fragmentos silicatados) + Na_2O (CN) Y K_2O (K) en las muestras recolectadas son clasificadas en los diagramas ternarios A-CN-K (figura V.3.) de Nesbitt y Young (1984, 1989; citado en Cruz, 2010) para comprender la tendencia del intemperismo químico y la posible fuente de la composición de las muestras. En el diagrama las plagioclasas (Pl) y feldespato (K) se encuentran graficadas al 50% de Al_2O_3 en el punto de unión de A-CN y A-K respectivamente; esta línea de unión de la plagioclasa y el feldespato-K es llamado "línea de feldespatos". Para el caso de la Illita (Il) y muscovita (Mu) se encuentran graficados en la línea A-K entre 75-85% de Al_2O_3 ; a la misma distancia en la línea A-CN se encuentra graficada la smectita (Sm). El otro grupo de minerales de arcilla: caolinita (Ka), gibbsita (Gi) y clorita (Ch) están graficados al 100% de Al_2O_3 en el vértice A del diagrama (Jazmin, 2009).

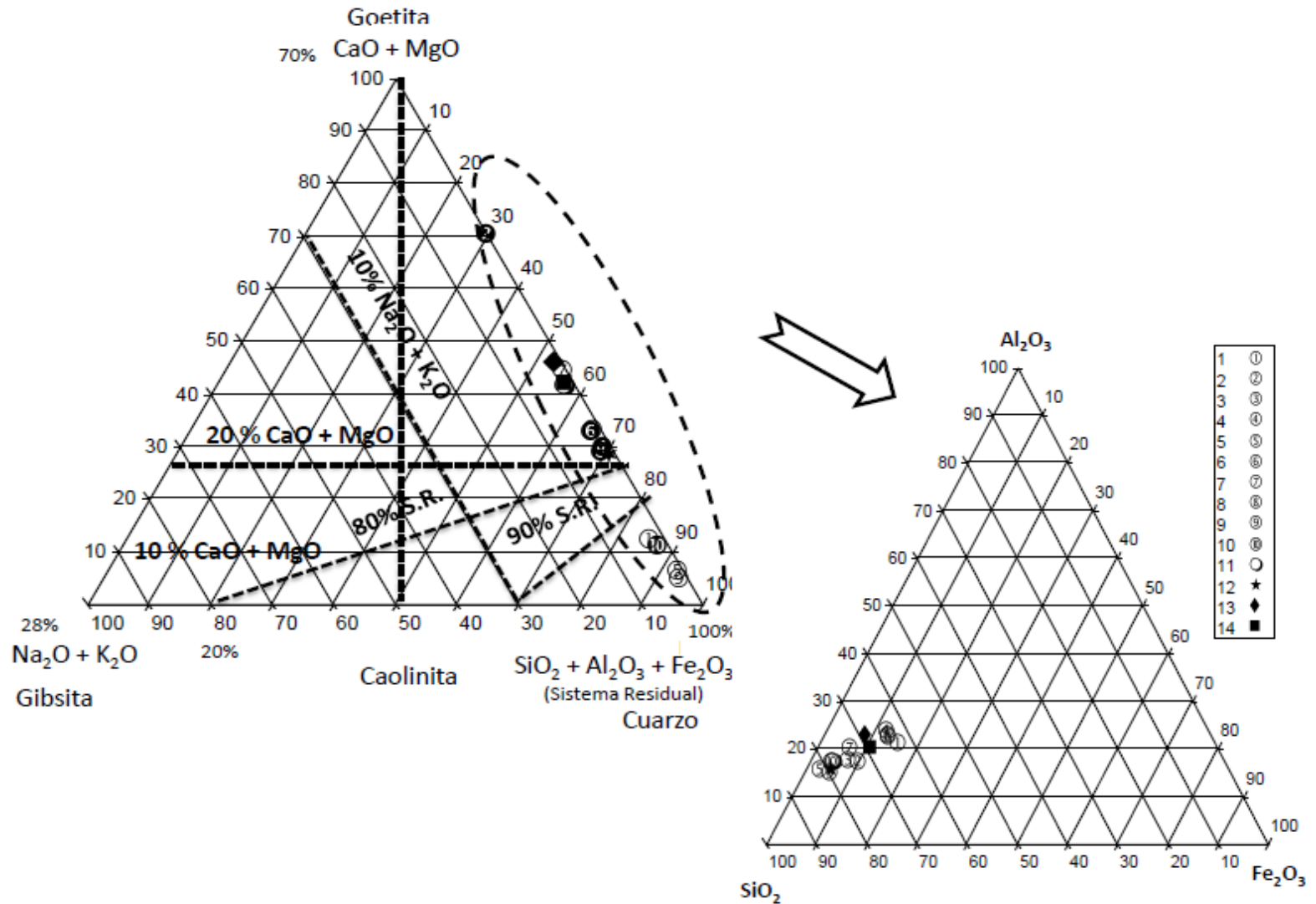


Figura V.5. Evolución geoquímica en el Sistema Residual de muestras analizadas de la región de Denganthza, situado en el Diagrama de Chesworth (1973)

Una estimación del grado de intemperismo de los materiales de los perfiles, sedimentos silicatados y rocas volcánicas es medida con el Índice Químico de Alteración (CIA) basado en las proporciones molares de Nesbitt y Young (1984, 1989; citado en Cruz, 2010). Altos valores de CIA reflejan la pérdida de elementos móviles relativos a los constituyentes residuales estables durante la meteorización, y bajos valores de CIA indican la ausencia de alteración química. Los valores de CIA para rocas frescas y minerales son consistentemente cercanos a 50. Las muestras con valores de CIA inferiores a 60 indican un bajo intemperismo químico, valores entre 60 y 80 indican intemperismo químico moderado y valores de más de 80 un intemperismo químico extremo (Fedo et al., 1995, Aristizabal, 2009).

Las muestras 5 y 9 tienen valores de CIA en el rango 66.48-72.15, indicando un intemperismo químico moderado, misma que se puede apreciar en la parte alta del diagrama A-CN-K (figura V.6.), reflejando la preponderancia de los minerales arcillosos de alúmina. La tendencia observada corresponde a una línea paralela al eje A-CN, debido a que la plagioclasa es más susceptible a la meteorización que los feldespatos potásicos, resultados que concuerdan con lo reportado por Aristizabal (2009). Las muestras 1 y 10 tienen valores de CIA entre 35 y 50 indicando una ligera meteorización y cercanos a la línea de las plagioclasas. Los valores de CIA (24.25-3.85) más bajos corresponden a las muestras 2,3,4,6,7,8,11 y 14 sugiriendo ausencia de intemperismo químico, los valores de $\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O}$ de las muestras se encuentran por debajo del punto de unión de feldespatos. En general todas las muestras aparecen cerca del eje A-CN, la localización cerca de este eje indican una mayor proporción de plagioclasa que de feldespatos potásico.

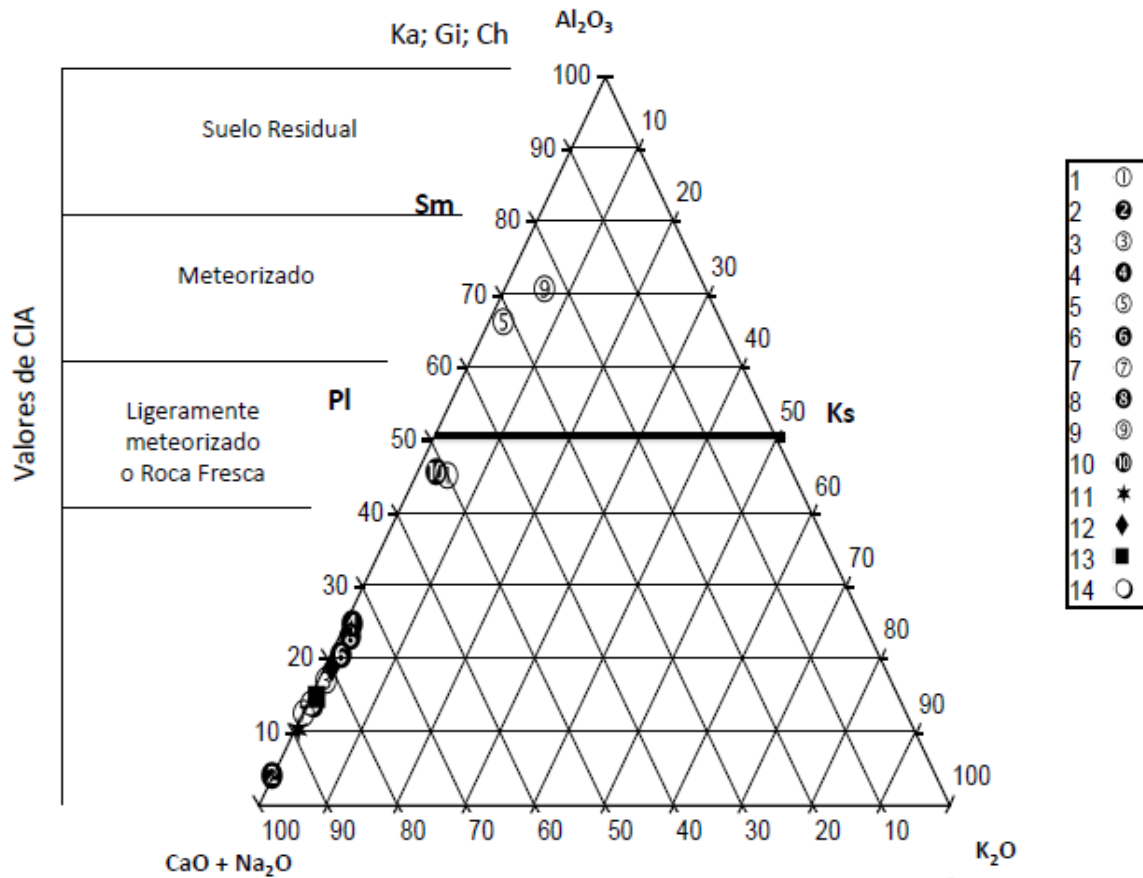
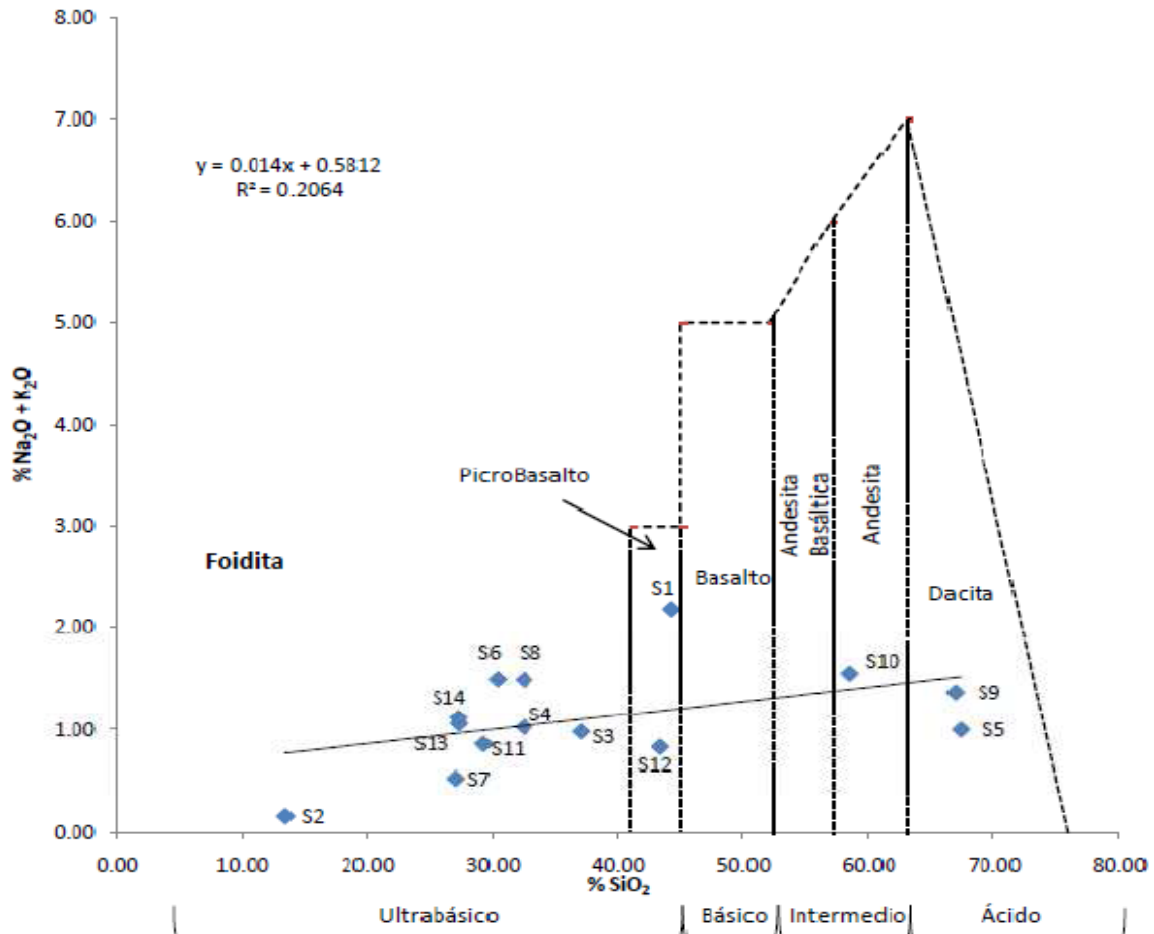


Figura V.6. Diagrama ternario A-CN-K de Nesbit y Young (1984,1989; citado en Cruz, 2010) mostrando los valores de CIA de las 14 muestras en la zona de estudio

V.4.1.3. Diagrama binario álcalis-sílice

Shoji (1993) clasifica y caracteriza las rocas de cenizas volcánicas en base al contenido de silicio total sustentada en la estrecha correlación que presenta con el contenido de elementos mayores. La composición de las muestras varía entre Foidita y Dacita, la figura V.7 muestra la clasificación en el diagrama de Le Maitre et al (1989). Las muestras analizadas en su mayoría son ultrabásicas siendo las foiditas (9 muestras) y picrobasaltos (2 muestras) el grupo más evolucionado caracterizados por una variación de sílice de 13.48% a 37.04% y de 43.36 a 44.28%, respectivamente. Por el contrario, el grupo geoquímicamente menos evolucionado situado en los niveles medios del diagrama álcalis-sílice de la pila volcánica son de composición andesítica (1 muestra) y

dacítica (3 muestras) con un porcentaje superior al 58% en sílice y un contenido que no rebasa el 5.6% en álcalis.



77

Figura V.7. Diagrama de clasificación TAS (Le Maitre, 1989). Se muestra la ubicación de las muestras estudiadas

V.5. Conclusiones

El estudio de la geoquímica del proceso de alteración de las muestras de suelo de la región de Denganthza permite concluir que la evolución química actual es baja, misma que se observa en las concentraciones de los elementos mayores al revelar un elevado enriquecimiento de silicio y calcio.

Los suelos estudiados forman dos grupos de diferente composición magmática, el primero representado mayoritariamente por Foiditas y Picrobasaltos, como grupo más

evolucionado y el segundo menos difundido en la pila volcánica es caracterizado por Andecitas y Dacitas como producto magmático menos evolucionado. Tomando en cuenta el tipo de alteración y el grado de intemperismo indican una mayor proporción de plagioclasas que de feldespatos potásicos.

V.6. Bibliografía

- Acevedo, S.A.O., Flores, R.D. 2000. Génesis of White fragipans of volcanic origin. *Revista de Ciencias Geológicas*. 17(2): 152-161pp.
- Acevedo, S.A.O., Valera, P.M., Prieto, G.F. 2010. Propiedades físicas, químicas y mineralógicas de suelos forestales en Acaxochitlan, Hidalgo, México. *Uciencia* 26(2): 137-150pp.
- Aristizabal, E., Roser, B., Yokota, S. 2009. Patrones e índices de meteorización química de los depósitos de vertiente y rocas fuentes en el Valle de Aburrá. *Boletín de ciencias de la tierra*, 25, 27-42pp.
- Bland, W., Rolls, D. 1998. *Weathering an introduction of the scientific principals*. London. Arnold. 271 pp.
- Campos, C.A., Oleschko, K., Cruz, H.L., Etchevers, B.J., Hidalgo, M.C. 2010. Estimación de alófono y su relación con otros parámetros químicos en andisoles de montaña de volcán de Perote. *Terra* 19(2): 106-116pp.
- Cooke, R.U., Doornkamp, J. C. 1990. *Geomorphology in environmental management*. Oxford, UK: Clarendon Press. 410 pp.
- Elizalde, G. 1999. *Alteración de minerales. Guía de estudio*. Maracay, Venezuela: Universidad Central de Venezuela. Postgrado en ciencia del suelo.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., Young, G.M. 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology* 23, 921-924 pp.
- González, J., Guerra, F., Gómez, H., Elizalde, G. 2004. Ideas generales sobre meteorización. *Geoenseñanza*, 9(2), 213-237 pp.

- Goudie A, Malcom A, Burt T, Lewin J, Richard K (1981) Geomorphologic techniques. UK: British Geomorphologic. Research Group. 395 pp.
- Chesworth, W. 1979. The major elements geochemistry and the mineralogical evolution of granitic rocks during weathering. In Origin and distribution of the elements (Ed. L.H. Ahrens). Pergamon Press Oxford. 305-313 pp.
- Chesworth, W. 2000. La regla de fases en ciencia del suelo. Edafología 7(1), 107-119 pp.
- Le Maitre, R.W. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Sci. Pub. Ltd. Oxford.
- Macías, V.F., García, P.C., Giménez, A.M., Villar, C.M. 1980. El factor material de partida en los suelos de “Las Mariñas”. Reunión de geología de noroeste peninsular. Área de geología y minera. Cuadernos de laboratorio geológico de Lage (01), 205-223 pp.
- Martínez, W., Zuloaga, A. 2002. Nuevas contribuciones a la caracterización geoquímica del grupo Toquepala: Sector Moquegua-Sur de Perú. XI Congreso Peruano de Geología. Trabajos Científicos. Sociedad Geológica del Perú. 1-13 pp.
- Land, L.S., and Hoops, G.K., 1973, Sodium in carbonate sediments and rocks: A possible index to the salinity of diagenetic solutions: Journal of Sedimentary Petrology, v. 43, p. 614–617.
- Nachite, D., Amri, I., Anfuso, G., Bello, E.M., Benavente, J., Vaccaro, C. 2005. Geoquímica de los sedimentos de playas entre Fenideq y M’diq (Tetuán, NE de Marruecos). GEOGACETA 38.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M. 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. Geochimica et Cosmochimica Acta 48, 1523-1534 pp.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M. 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. J. Geology 97, 129-147 pp.

- Petrinovic, I.A., Mitjavila, J., Viramonte, J.G., Marti, J., Becchio, R., Arnosio, M., Colombo, F. 1999. Descripción geoquímica y geocronológica de secuencias volcánicas neógenas de Trasarco, en el extremo oriental de la Cadena Volcánica Transversal del Que var (Noroeste de Argentina). *Acta Geológica Hispánica* 34 (2-3), 255-272 pp.
- Porta, J., López, A. M., Roquero, C. 1994. *Edafología para la agricultura*. Madrid: Ediciones Mundi-Prensa, 806 pp.
- Ruíz, J.A., Calvo, A.R., Fernández, O.E., Macías, V.F. 1998. Geoquímica de la alteración y edafogénesis de rocas serpentinizadas de la sierra Bermeja (Málaga). *Edafología* 5. 135-151 pp.
- Torrado, V.P., Cavoll, R., Maciasll, F. 2007. Geoquímica y mineralogía evolución en los perfiles de alteración en las rocas de serpentina en el sudoeste de Minas Gerais. *Revista Brasileña de Ciencia del Suelo* 31(5).
- Shoji S., Nanzyo M. y Dahlgren R.A. (1993). *Volcanic Ash Soils: Genesis, properties and utilization*. Elsevier Science. Amsterdam.
- Valentinuzz, M.C. 2008. Análisis por fluorescencia de rayos X: Implementación de guías de haces en reflexión total. Tesis de Doctorado. Cordoba. 109pp.
- Wada, K. (1989). Allophane and imogolite. En: J.B. Dixon and S. B. Weed (Editors), *Minerals in Soil Environment*, SSSA Madison, WI, USA., pp. 1051-1087.
- Washington, L.J., Catani, V.M. 2007. Segundo Taller de Edafología. Génesis de suelos. Trabajo de Recopilación bibliográfico de apoyo a la Enseñanza Universitaria. 76pp.
- Zapata, H.R.D. 2006. Química de los procesos pedogenéticos. Facultad de Ciencias. Universidad Nacional de Colombia. Medellín. 358pp.
- Zarza, A.M.A. 2010. Petrología sedimentaria. Notas de teoría. 2. Nociones básicas de geoquímica y físico-química en ambientes sedimentarios: Propiedades físico-químicas del agua y geoquímica de las rocas sedimentarias. *Reduca (Geología)*. Serie petrología sedimentaria. 2(3): 8-17.

Caracterización de la microestructura del suelo

VI.1. Objetivo Específico

- Definir la micromorfología de los suelos de la zona de estudio usando técnicas analíticas como la Espectroscopia de Infrarrojo (EIR), Microscopia electrónica de barrido (MEB) y tamaño de partícula.

VI.2. Antecedentes

VI.2.1. Los coloides del suelo

La partícula coloidal es aquella que posee un tamaño menor de 0.01 mm de diámetro (1000 nm), dimensiones responsables de la alta superficie específica que las caracteriza; poseen además carga eléctrica que les confiere una alta reactividad química. El estudio científico de los suelos, el interés químico y las dificultades experimentales aumentan a medida que el tamaño de las partículas del material disminuye. El interés principal de la actividad química en el suelo reside en las partículas coloidales, pues de hecho, se considera que las porciones más activas del suelo son las que están en estado coloidal (Malvern Instrument, 2004).

Los dos tipos de materia coloidal (orgánico e inorgánico) existen en una íntima mezcla. El primer tipo de material coloidal orgánico está representado por el humus, mientras que los coloides inorgánicos están representados, casi exclusivamente, por las arcillas de varias clases. La característica esencial de cualquier sistema coloidal radica en que uno de los componentes está presente en un estado finamente dividido y el otro en un medio continuo. Al componente finamente dividido se le conoce con el nombre de fase dispersa, y al componente dispersante como fase dispersante; ambas fases pueden ser sólidas, líquidas o gaseosas. En cada caso las propiedades físicas y cualidades de las suspensiones están fuertemente afectadas por las propiedades de los coloides (Cepeda, 2007). Podemos cambiar las características de una suspensión al comprender

las interacciones de un coloide individual con otro. En ocasiones buscamos maximizar las fuerzas repulsivas, entre ellos, para así producir suspensiones estables.

Los sistemas coloidales pueden ser tan espesos como una pasta, tipo cemento, o tan divididos como las que enturbian las aguas de los lagos (Sandoval, *et al.*, 2005). Las suspensiones coloidales son comúnmente acuosas, aunque también pueden ser utilizadas suspensiones no acuosas. Los coloides están en todas partes y la medición del potencial Z puede ser utilizada para su conocimiento y control.

VI.2.2. El potencial Zeta (Z)

El potencial zeta es uno de los parámetros fundamentales que controla la interacción de las partículas en suspensión. Cuando las partículas con carga se aproximan entre ellas, el que se repelan depende del equilibrio entre las fuerzas de atracción experimentadas en todos los cuerpos, y de las fuerzas de repulsión determinadas por la magnitud de potencial en la capa de deslizamiento. Este es el potencial a una corta distancia de la superficie donde las moléculas del dispersante se mueven con respecto a las moléculas en el límite de la superficie.

El coloide negativo y su atmósfera cargada positivamente producen un potencial eléctrico relativo a la solución. Este tiene un valor máximo en la superficie y disminuye gradualmente con la distancia, aproximándose a cero fuera de la capa difusa. La caída del potencial y la distancia desde el coloide es un indicador de la fuerza repulsiva entre los coloides en función de la distancia a las cuales estas fuerzas entran en juego. Un punto de particular interés es el potencial donde se unen la capa difusa y la de Stern. Este potencial es conocido como el potencial zeta, el cual es importante porque puede ser medido de una manera muy simple, mientras que la carga de la superficie y su potencial no pueden medirse. El potencial zeta puede ser una manera efectiva de controlar el comportamiento del coloide puesto que indica cambios en el potencial de la superficie y en las fuerzas de repulsión entre los coloides (Mantilla, 2007). El siguiente cuadro (VI.1) muestra la relación entre la estabilidad de una solución y su potencial zeta.

Cuadro VI.1. Relación entre estabilidad y potencial Z

Estabilidad	Potencial Z (mv)
Muy buena. Dispersión extrema	-100 -60 mv
Buena	-60 -40 mv
Moderada	-40 -30 mv
Umbral de leve dispersión	-30 -15 mv
Umbral de aglomeración	-15 -10 mv
Fuerte aglomeración y precipitación	-5 +5 mv

VI.2.3. Capa Difusa de Cargas

En la inmediata vecindad de la superficie de las partículas coloidales se acumulan los iones de carga contraria; con ello se forma un gradiente de concentración de los mismos y, como consecuencia, también un gradiente de potencial.

De esta forma se origina una zona de cargas que se llama carga difusa. Esta capa es doble, porque existe una capa negativa y otra positiva; y es difusa, porque la capa más externa va difuminándose a medida que aumenta la distancia a la partícula. Puesto que en esta doble capa hay un reparto no homogéneo de las cargas, aparecen diferencias de potencial eléctrico en el seno de la disolución, cuya variación, en la vecindad de cada partícula, es como lo indica la figura VI.1.

La doble capa difusa estabiliza los coloides, ya que impide que las partículas coloidales se aproximen unas otras y precipiten. Cuando se hace desaparecer la doble capa, el coloide coagula. Además, la capa difusa es una barrera de potencial que dificulta el tránsito de los iones a través de ella (Rodríguez, 2006).

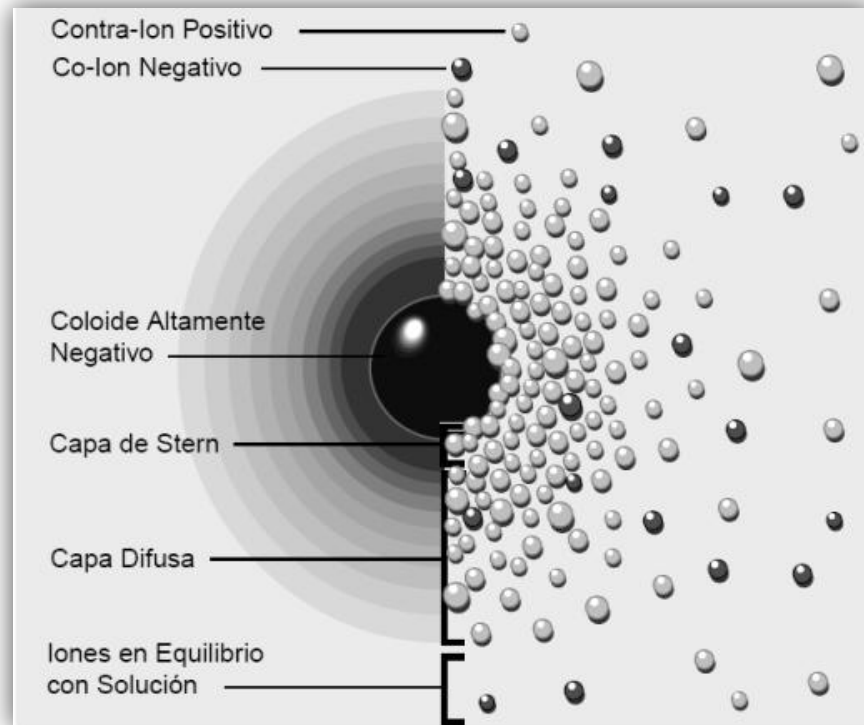


Figura VI.1. Visualización de la doble capa difusa. La vista izquierda muestra el cambio en la densidad de carga alrededor del coloide. La derecha muestra la distribución de iones positivos y negativos alrededor del coloide cargado.

VI.2.3.1. Variación de la capa difusa de las partículas coloidales según la concentración iónica en el medio y la carga de los iones

La doble capa difusa existe en un estado dinámico, y puede comprimirse y expandirse. Sea una arcilla sódica en suspensión coloidal; cuando la concentración iónica de la disolución aumenta (por ejemplo; añadiendo NaCl), la capa difusa se comprime, ya que aumenta la concentración de iones sodio (Na^+) en el medio, y éstos tienden a retrogradar la disociación de la arcilla. Ello disminuye la estabilidad del coloide. Este efecto es mayor si se añaden iones de mayor carga, por ejemplo Ca^{2+} o Mg^{2+} . Además, al añadir Ca^{2+} o Mg^{2+} estos sustituyen a los iones sodio de la arcilla, y los grupos salinos así formados son menos ionizables, con lo que disminuye la disociación de la arcilla y consecuentemente la estabilidad del coloide. Está en una de las razones por las que los suelos son mejoradores al calcificarlos. Todo lo que contribuye a la estabilidad del

estado coloidal empeora la calidad agrícola del suelo, lo que conviene es flocular la arcilla y esto se puede lograr por diferentes medios.

VI.2.4. Microscopia: Distribución y tamaño de gránulos

La microscopia es un método de estudio para muestreo de suelo no perturbadas con la ayuda de técnicas microscópicas (y en ocasiones, ultramicroscópicas), con objeto de identificar sus constituyentes, determinar sus mutuas relaciones en espacio y tiempo e interpretar sus condiciones de formación.

Dentro del concepto de microscopia de suelos se encuentran:

- a) **La micromorfografía**, misma que definimos como la técnica de descripción de las características que muestra el suelo a nivel microscópico; consiste en la descripción de los constituyentes y su organización. A partir de esta descripción se pueden deducir los procesos que han tenido lugar durante la formación del suelo (Quiroz, 2009).
- b) **La micromorfología**, utiliza estas características para hacer interpretaciones, generalmente sobre los procesos de formación de los suelos. Se puede definir como la técnica de interpretación de los rasgos que los suelos presentan a nivel microscópico. La mayoría de los estudios micromorfológicos han estado dirigidos a la interpretación genética de los suelos, no obstante, también son numerosos los estudios micromorfológicos orientados bajo otros puntos de vista, como son los estudios de porosidad, estructura, suelos de labor, costra de golpeo, arqueología, etc (Sánchez, 2009).

85

VI.2.5. Espectroscopia de Infrarrojo (EIR)

La espectroscopia de absorción de infrarrojo es una técnica analítica de gran importancia para los químicos. Está basada en las vibraciones de los átomos en las moléculas. Un espectro de infrarrojo consiste en un espectro de absorción que implica

transiciones entre niveles vibracionales. Dado que una molécula poliatómica tiene $3N-6$ ($3N-5$ si es lineal) grados de libertad vibracionales, su espectro de infrarrojo puede presentar dicho número de bandas de absorción, cuyas energías corresponderán a la frecuencia de cada modo vibracional. Para que una vibración dé lugar a una absorción de infrarrojo, debe causar un cambio en el momento dipolar de la molécula. Así, la intensidad de una banda de infrarrojo será mayor cuanto mayor sea el cambio en el momento dipolar con la vibración (Dunn, 2002).

La principal utilidad de la espectroscopia de infrarrojo deriva del hecho de que los grupos funcionales mantienen cierta individualidad dentro de las moléculas, afectando sus vibraciones fundamentalmente al enlace considerado. Según el modelo clásico del oscilador armónico, la frecuencia vibracional de dos átomos unidos por un enlace viene dada por la expresión:

$$\nu = (1/2\pi c) \cdot \sqrt{k/\mu}$$

donde K es la constante de fuerza del enlace y μ la masa reducida del sistema. Como resultado, se encuentra que los diferentes grupos funcionales se caracterizan por diferentes frecuencias vibracionales, que naturalmente van asociadas a bandas distintas en el espectro de infrarrojo (Fuentes, 2008)

El método de EIR se basa en el estudio de los espectros de vibración y rotación de las moléculas. La energía de la molécula (ión, red cristalina) se puede representar en forma de tres componentes aditivos relacionados: 1) con el movimiento de los electrones, 2) con las vibraciones de los átomos que forman la molécula, 3) con la rotación de la molécula. La región infrarroja se divide en tres zonas: cercana infrarroja (IRC: $13333 - 4000 \text{ cm}^{-1}$ o $0.8 - 2.5 \text{ }\mu\text{m}$), región infrarroja mediana (IRM: $4000 - 400 \text{ cm}^{-1}$ o $2.5 - 25 \text{ }\mu\text{m}$) e infrarrojo lejano (IRL: $400 - 10 \text{ cm}^{-1}$ o $25 - 1000 \text{ }\mu\text{m}$). Actualmente en el análisis de los minerales se utilizan generalmente en la región mediana desde $2.5 - 25 \text{ }\mu\text{m}$ ($4000 - 400 \text{ cm}^{-1}$) (Celerino, 2008).

Las características que deben ser consideradas en cualquier espectro, para la clasificación de compuestos son los siguientes: **Rasgos de absorción**, estos cambian de forma, profundidad respecto al eje vertical, y posición respecto al eje horizontal

(número de onda) que nos indica, zonas de energía generada por la vibración de ciertas moléculas y radicales: OH, H₂O, NH₄, CO₃ y enlaces de catión OH como Al-OH, Mg-OH, Fe-OH. En suelos, el uso de la espectrofotometría IR se dirigió hacia el estudio de los silicatos, incluyendo los minerales de arcilla, y en forma más limitada al estudio de los componentes orgánicos. La complejidad propia de las moléculas orgánicas que se encuentran en el suelo, a menudo formando mezclas de polímeros heterogéneos y las dificultades de segregación y purificación de los compuestos previos al análisis, factores aún no superados.

VI.2.6. Microscopio Electrónico de Barrido (MEB)

El Microscopio Electrónico de Barrido convencional (MEB) es un instrumento cuyo funcionamiento se basa en el barrido de la superficie de un espécimen (figura VI.2.), por medio de un haz de electrones cuyo diámetro es disminuido (entre 4 nm y 200 nm), por lentes electromagnéticas formadas por el paso de corriente a través de solenoides (bobinas). Después de que el haz de electrones interacciona con la muestra, se generan varios tipos de señales (figura VI.2), las cuales son colectadas por un detector específico para cada una de ellas. Finalmente, se produce una imagen en el monitor de TV que puede ser almacenada en una placa fotográfica o digitalmente.

El microscopio electrónico de barrido (SEM) es un instrumento que permite la observación y caracterización superficial de materiales inorgánicos y orgánicos, entregando información morfológica del material analizado. A partir de él se producen distintos tipos de señal que se generan desde la muestra y se utilizan para examinar muchas de sus características. Las principales utilidades del SEM son la alta resolución (~100 Å), la gran profundidad de campo que le da apariencia tridimensional a las imágenes y la sencilla preparación de las muestras (González, 2009)

Un MEB tiene un rango de aumentos de 10 a 180,000 X y junto con detectores de rayos X hace posible identificar minerales muy pequeños y examinar la forma y distribución de éstos (Reyes, 1997).

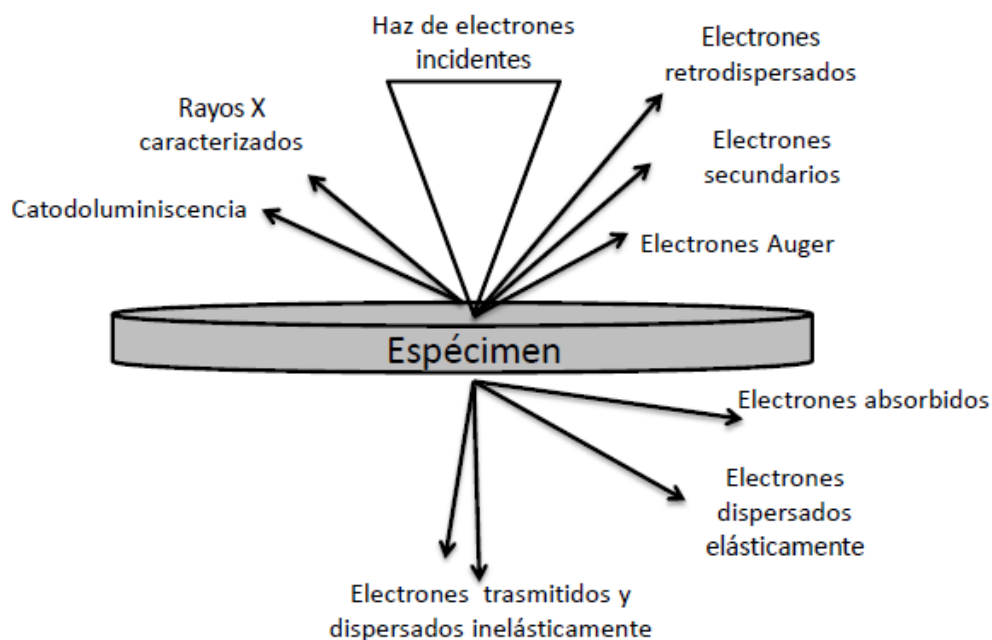


Figura VI.2. En la interacción de los electrones del haz primario con el espécimen, unos generan varios tipos de señales (electrones secundarios, retrodispersados, Auger, rayos X, catodoluminiscencia, etc); mientras que otros electrones son absorbidos, transmitidos y difractados (éstos dos últimos se usan en el MET).

Fuente: González, 2009

VI.2.6.1. Análisis Cuantitativo por EDS

El análisis semicuantitativo busca no sólo identificar los elementos presentes en el espécimen, sino también conocer sus concentraciones, para lo cual las intensidades de las líneas de rayos X emitidas del espécimen son comparadas con las producidas por estándares de composición conocida. Sin embargo, la relación entre la intensidad (I) de una línea de rayos X y la concentración del elemento correspondiente depende de la composición de la muestra.

Correcciones de matrices se utilizan para convertir las razones de intensidad espécimen/estándar en concentraciones. Estas correcciones son agrupadas en tres categorías: el efecto por número atómico (Z), la absorción (A), y la fluorescencia (F) inducida por rayos X dentro de la muestra. Así, la mayoría de los cálculos cuantitativos se basan en lo que se conoce como correcciones ZAF.

La fórmula para calcular la concentración (C) de un elemento (x) por referencia a un estándar del elemento de composición conocida (kx) se expresa como sigue:

$$C_x = C_{kx} * (I_x / (Z_{kx} A_{kx} F_{kx})) / (I_{kx} / Z_x A_x F_x)$$

La corrección Z tiene en cuenta el efecto del número atómico en la eficiencia de excitación y el campo de fluorescencia. La eficiencia de excitación depende de la probabilidad de que se produzca una vacancia inicial (ionización) y no por ejemplo un electrón retrodispersado. De acuerdo con Reed (1993), la eficiencia de ionización por el bombardeo de electrones es bastante baja; típicamente un electrón entre mil produce una vacancia en el orbital K. La mayoría de la energía de los electrones del haz incidente se disipa en interacciones, las cuales producen calor.

El campo de fluorescencia se refiere a la probabilidad de que, una vez creada la vacancia, se produzca un rayo X característico, pues existe la posibilidad de que esta señal no salga sino sea usada para eyectar otro electrón del átomo (efecto Auger). Por otra parte, el número atómico promedio de la muestra también afecta la cantidad de energía que se pierde en otros procesos de dispersión, la cual a no se utilizará para producir una vacancia.

La corrección A refleja la probabilidad de que el rayo X característico emitido sea absorbido antes de ser detectado y en su lugar se produzca fluorescencia secundaria. El efecto de absorción se explica con este ejemplo: un rayo X de alta energía del elemento A puede ser absorbido por un átomo del elemento B, entonces la presencia de los elementos A y B en la misma muestra incrementan la intensidad de la emisión característica del elemento B y disminuye la de A (Vázquez, 2000).

La corrección F se refiere a la contribución por fluorescencia en picos observados en el espectro, la cual surge de la excitación de elementos en la muestra y se genera por rayos X dentro de ella. Esta fluorescencia inducida por rayos X tiene dos componentes: la fluorescencia causada por rayos X característicos de otros elementos y la causada por radiación continua. Debido a la alta concentración de elementos ligeros en especímenes biológicos, usualmente, la fluorescencia producida por rayos X

característicos es insignificante y puede ignorarse. En contraste la radiación Bremsstrahlung es pequeña para elementos ligeros, pero puede ser muy significativa para elementos pesados en una matriz de elementos ligeros.

VI.3. Metodología

VI.3.1. Distribución y tamaño de gránulos

Las determinaciones se realizaron partiendo de muestras trituradas y tamizadas a tamaños de 100 micras en morteros de ágata. Se tomó un peso de 0.5 g, se adicionaron 50 ml de agua destilada y se sometieron a agitación magnética por espacio de 1 (una) hora. Se llevaron a un analizador de tamaño de partícula de la firma Beckman Coulter, modelo LS13-320. El equipo mide la distribución de tamaño de partícula mediante la medición del patrón de luz dispersada por las partículas de la muestra.

VI.3.2. Potencial Z

Para medir pZ se utilizó el equipo Zetasizer Modelo 3000 HSA de la firma Malvern Instruments, utilizando el software interpretativo de datos Zeta Mode v1.52.

VI.3.3. Espectroscopia de Infrarrojo (EIR)

Se mezcló una porción de la fracción fina ($< 2\mu\text{m}$) con ocho partes de KBr grado espectroscópico y se molió utilizando un mortero de ágata. Con la mezcla se elaboraron pastillas con ayuda de una prensa que se utilizó para obtener los espectros en un espectrofotómetro de Infrarrojo Perkin Elmer System 2000, con transformada de Fourier.

VI.3.4. Microscopia Electrónica de Barrido (MEB)

Se evaluó la morfología de las partículas en un equipo Jeol modelo JSM-6300. Las muestras en polvo fueron colocadas en porta muestra y recubiertas previamente con oro en un equipo provisto para ello, modelo Desk II. Se trabajó a 20 KV, a igual distancias de trabajo y acercamientos de 5000, 2,500 y 1000 X.

VI.4. Resultados

VI.4.1. Potencial Z

La importancia que tiene la estabilidad de los agregados en el suelo está en que los macro y microagregados que promueven, estabilizan y secuestran materia orgánica (Six, 2000). El potencial Zeta es uno de los parámetros fundamentales que controlan la interacción de las partículas en solución. En la figura VI.3 se muestra el potencial zeta de las muestras de suelo en función del pH, se observa la inestabilidad en cuanto al pH entre 4 hasta 7.5 y las regiones de estabilidad, pH menor de 4 y mayor a 7.5. En cuanto a los valores de potencial Z (pZ), se conoce que valores >30 mV indican micelas coloidales positivas muy estables y que valores <-30 mV corresponden a micelas negativas estables (Marlven Instruments, 2004); estos cambios afectan la velocidad del flujo electro osmótico, ya que se ha observado que la tasa de flujo decrece cuando el pH del electrolito se acerca a la neutralidad o se incrementa la alcalinidad (Shapiro y Probstein 1993, Hamed y Bharda 1997).

91

En las muestras de suelo se observa lo siguiente:

- 1.- A pH ácidos < 4 y en la zona que comprende valores > 30 mV y < 30 mV se encuentran los suelos 1, 2, 3, 4, 6, 7, 10, 11 y 12 presentan coloides inestables, es decir las partículas se atraen.
- 2.- A valores < 30 mV y pH > 7.5 se observa que en los suelos 5, 8, 9, 13 y 14 prevalecen micelas coloidales negativas; autores como Prieto (2009) indican que a estos valores los suelos son más estables y presentan mejores condiciones para el desarrollo de cultivos.

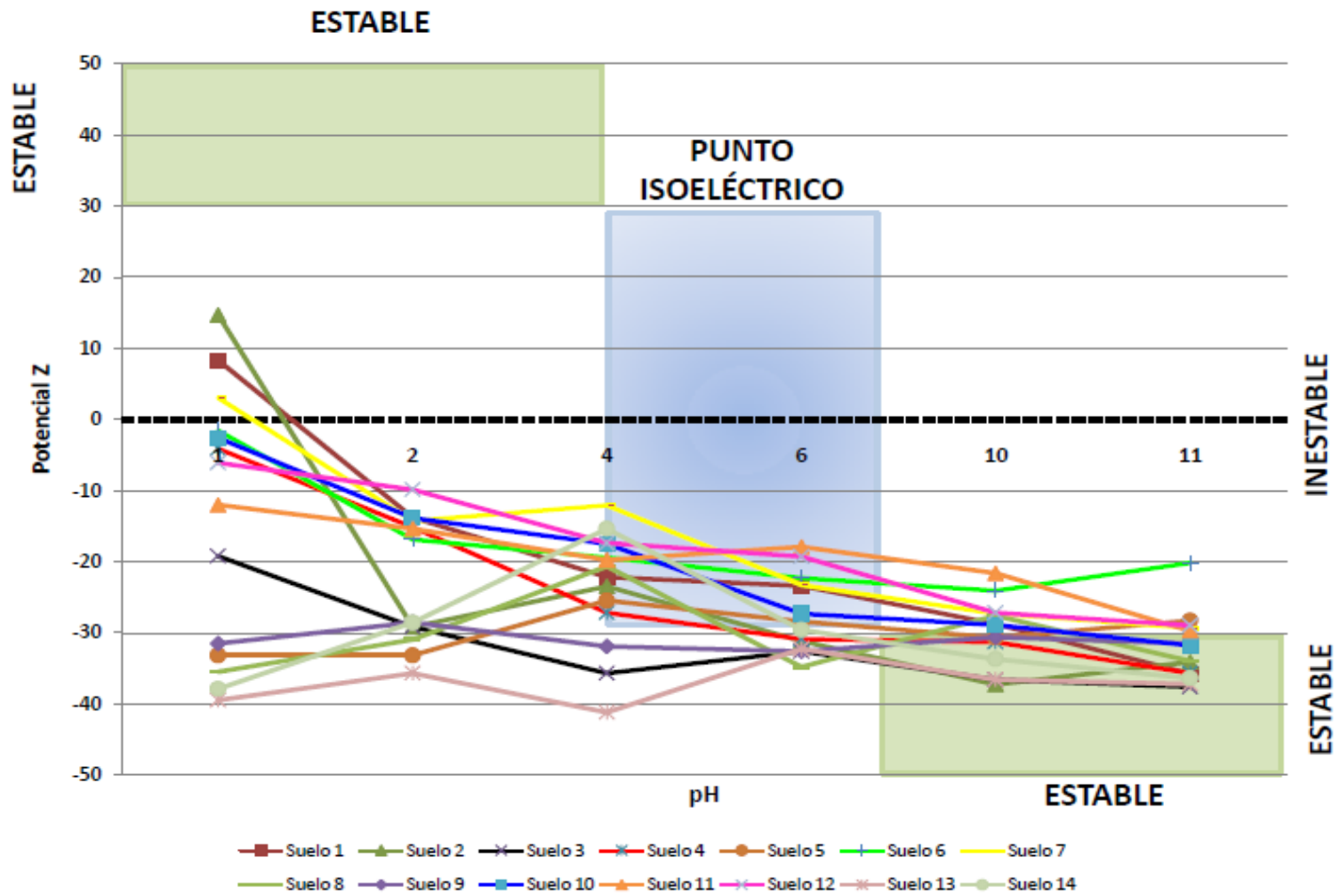


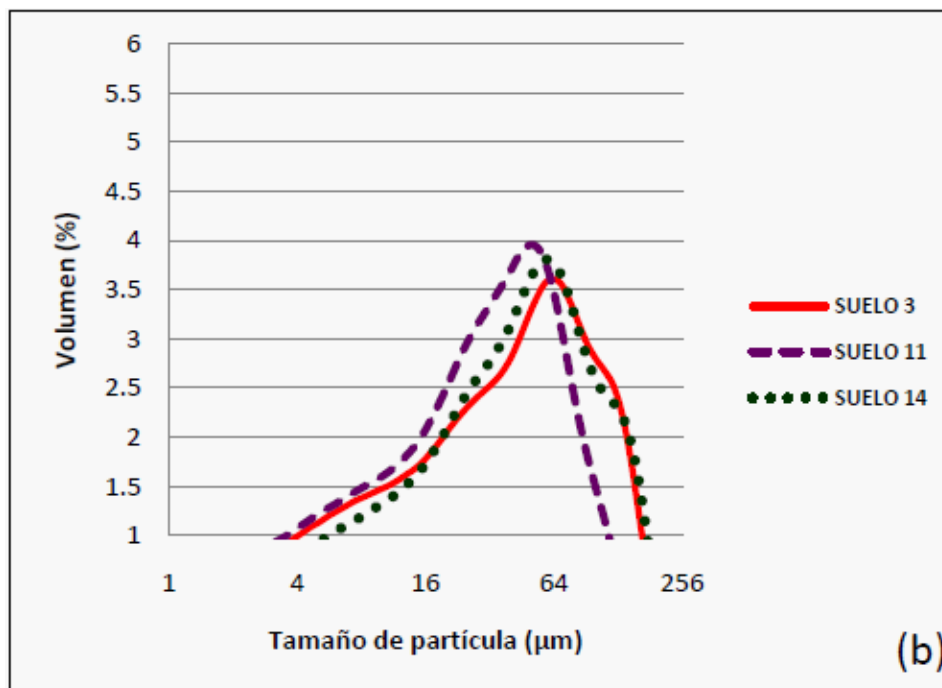
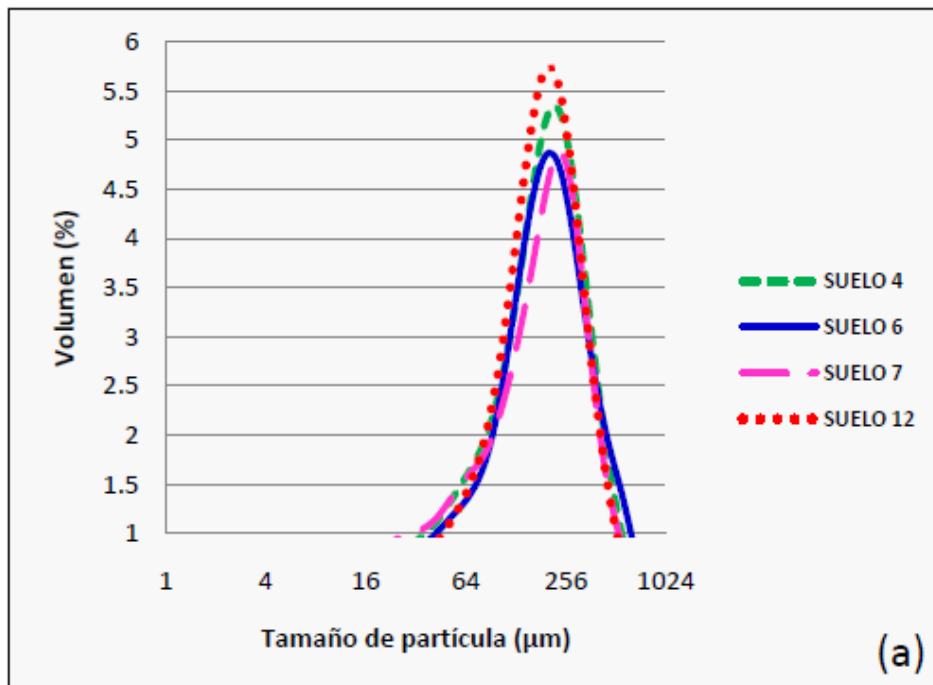
Figura VI.3. Valores de potencial Z en función del pH

VI.4.2. Tamaño de partícula

En la figura VI.4 (a, b, c) se pueden observar las curvas de distribución de partículas de las muestras de suelo, las cuales presentan tres picos bien definidos, lo que indica que existen diferentes tamaños de partícula. La medida de distribución de tamaño de partícula se realizó en cada una de las muestras estudiadas. El tamaño medio de partícula (D50, cuadro VI.2.) determinado en las muestras fue 29(S1), 21(S2), 35(S3), 173(S4), 30(S5), 168(S6), 153(S7), 48(S8), 25(S9), 37(S10), 27(S11), 173(S12), 19(S13), 39(S14), indicando que las muestras están compuestas principalmente por fracciones gruesas. En la figura VI.4 (c) se observan hombros en las muestras de suelo 1, 2, 5, 8, 9, 10, 13 que aparecen por encima de alrededor de 25 μ m y 120 μ m debido a la presencia de agregados de partículas. Sus tamaños promedio varían entre 31.50 y 245.2 μ m. Autores como Cerpa (2000) han realizado estudios similares para evaluar la distribución granulométrica de muestras de suelos.

Cuadro VI.2. Promedio de tamaño de partícula (μ m) a distintos volúmenes

Muestra	D10	D25	D50	D75	D90
Suelo 1	108	61	29	10	3
Suelo 2	82	48	21	5	1
Suelo 3	115	73	35	10	3
Suelo 4	387	273	173	78	23
Suelo 5	122	74	30	8	3
Suelo 6	419	276	168	67	13
Suelo 7	373	263	153	47	9
Suelo 8	152	99	48	73	3
Suelo 9	100	58	25	8	2
Suelo 10	136	86	37	11	4
Suelo 11	78	52	27	8	2
Suelo 12	367	263	173	91	25
Suelo 13	63	39	19	6	2
Suelo 14	119	74	38	13	3



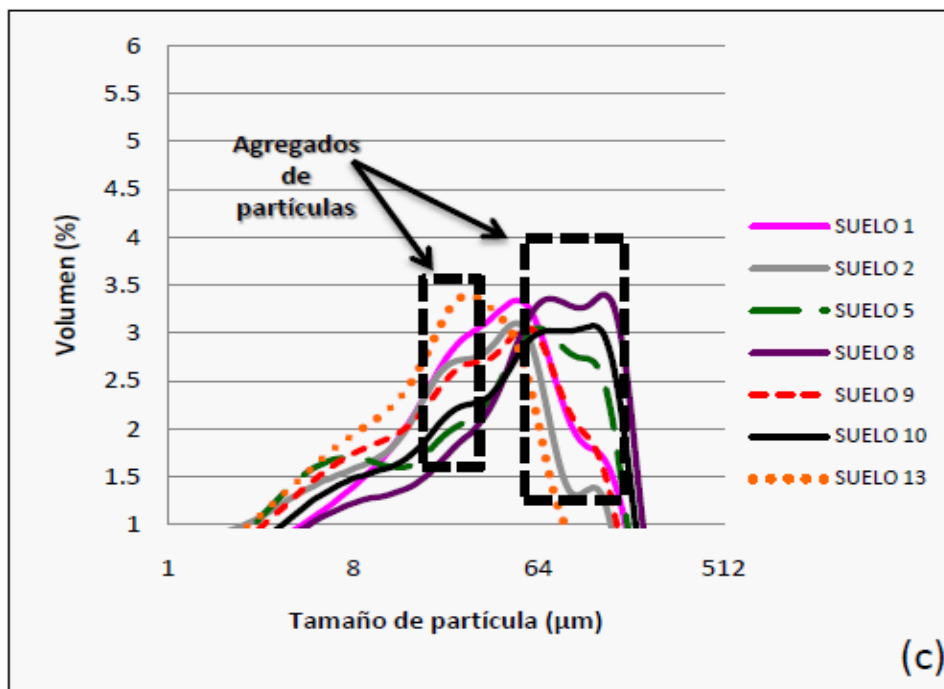


Figura VI.4. Distribución de tamaño de partícula de las 14 muestras (a,b,c)

VI.4.3. Morfología de las muestras (MEB-EDS)

95

Se conoce que la microscopía electrónica permite estudiar las particularidades superfina de la morfología pequeñas partículas (formas y tamaños reales) de minerales y en particular, la estructura de los agregados minerales finamente dispersos, criptocristalinos y amorfos (minerales arcillosos, hidróxidos de hierro, neoformaciones, etc). Los análisis morfológicos realizados sobre las muestras de suelo por MEB se presentan en la figura VI.5, junto a las correspondientes análisis químicos semicuantitativos realizados por EDAS los cuales están expresados en el cuadro VI.3.

Es importante hacer notar que existe una diferencia entre el resultado de los análisis de FRX y MBE. Los valores para cada uno de los elementos son diferentes y por MBE no se detecta manganeso. Podemos atribuir esta diferencia entre las dos técnicas a que por FRX se realiza un análisis total de la muestra, mientras que por MBE los análisis son puntuales. El manganeso, que se encuentra en cantidades mínimas, no fue detectado por MBE, debido probablemente a los límites de detección relativamente altos para esta técnica. Las posibles causas de estas diferencias entre las dos técnicas podrían

resolverse, en el futuro, mediante una mejor calibración de estos dos métodos analíticos (p.ej., Guevara *et al.*, 2005) y el estudio de materiales internacionales de referencia apropiadamente seleccionados para este propósito (Lozano *et al.*, 2005; Verna *et al.*, 2006a, 2006b). De las microfotografías se describe lo siguiente:

a) Partículas pequeñas

Partículas poco definidas cuasi esféricas, redondas, porosas y desordenadas de pequeñas dimensiones (M1, M4, M5, M6, M7, M12).

b) Aglomerados grandes

Material amorfo muy homogéneo, irregular y poroso como se observa a detalle en alta resolución, en general morfología no uniforme (M3, M9, M10, M11).

c) Partículas alargadas

Bien definidas, alargadas, prismáticas con presencia de planos cristalinos de corte, aristas y ángulos (M2, M8, M13, M14).

Las microfotografías electrónicas de los suelos muestran dominancia de alofán e imogolita. El alofán se presenta en forma de esférulos más o menos aglomerados, con diámetro aparente de 100 a 200 Å. Simultáneamente, algunas microfotografías muestran la presencia de finas fibras, aparentemente protoimogolita, soportando, la mayoría, esférulos alofánicos en su superficie. Se conoce que el mineral constituyente de las rocas se altera de manera diferente, el cuarzo es muy estable y sumamente resistente al intemperismo químico por lo cual prácticamente no se altera (Ostroumov, 2003). Aunque en general se estima que todos estos suelos son jóvenes, no se tiene ninguna información sobre la edad real de ellos.

Cuadro VI.3. Contenido de óxidos por EDS

Oxido	Muestras													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
MgO	2.83	0.33	1.66	1.40	1.15	2.06	1.83	1.57	2.65	2.02	0.67	1.71	1.62	1.42
Na₂O	0.09	0.99	0.35	0.30	0.34	0.49	0.14	0.41	0.43	0.19	0.00	0.43	0.12	0.00
K₂O	0.42	0.00	1.02	0.70	0.10	0.78	0.18	0.58	0.65	0.16	0.06	0.64	0.16	2.31
CaO	3.35	62.96	13.90	19.02	0.73	9.79	20.41	8.04	12.69	1.54	33.00	22.35	21.92	8.72
TiO₂	1.74	0.26	0.80	0.63	0.03	1.34	0.29	0.56	0.92	0.25	0.11	0.40	0.16	0.38
MnO	0.00	0.36	0.00	0.00	0.01	0.19	0.13	0.03	0.32	0.00	0.34	0.22	0.00	0.00
Fe₂O₃	35.40	0.00	6.87	4.48	1.26	5.35	2.73	4.50	11.02	2.48	1.25	3.75	2.10	1.66
SiO₂	42.43	1.41	39.95	25.82	30.27	32.33	25.44	34.09	59.74	56.29	6.77	32.70	23.22	39.78
Al₂O₃	13.73	0.28	8.42	9.51	5.86	41.68	7.72	11.92	11.58	8.93	1.77	10.04	7.68	8.37
CO₂	0.00	34.32	27.04	38.14	60.26	36.00	41.14	38.30	0.00	28.15	56.02	27.76	43.03	37.37

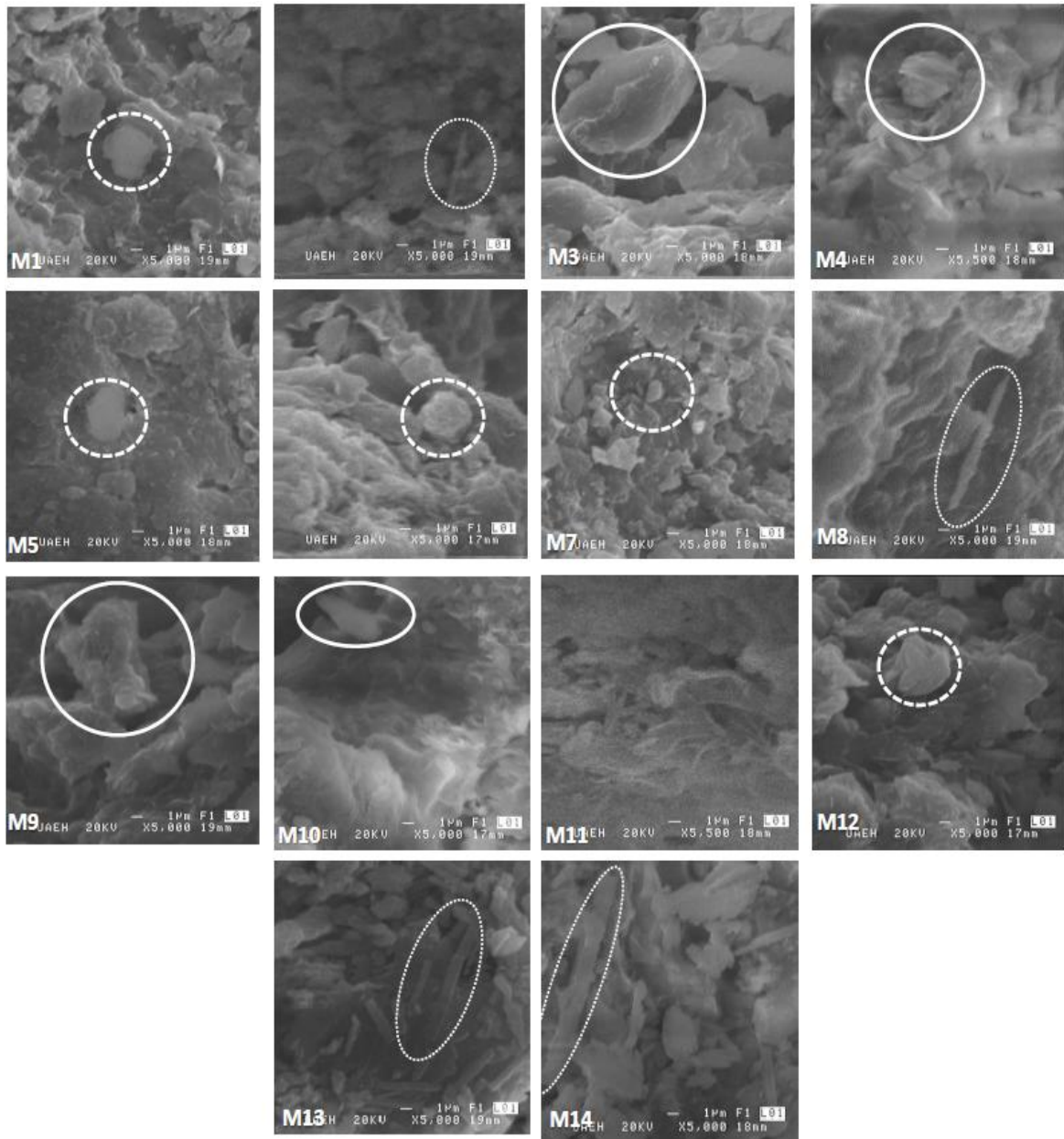


Figura VI.5. Microfotografía de los 14 suelos de colores a X5,000 (20 KV) indicando el tipo de partícula y aglomerado que se observa en las muestras

VI.4.4. Espectroscopia de Infrarrojo (EIR)

En suelos el uso de la espectroscopia IR está dirigida hacia el estudio de los silicatos, incluyendo los minerales de arcilla, el espectro IR resultante de la absorción de frecuencias definidas es una propiedad características del mineral, que en la opinión de Farmer (1958, citado en Besoain, 1985) no solo sirve como una huella dactilar de identificación si no también en casos favorables, dan una información sobre la estructura, naturaleza de los constituyentes isomórficos, diferencia entre el agua molecular y los OH estructurales, grado de regularidad estructural, información sobre la familia de minerales a la cual un mineral conocido se relaciona y cambios en el espectro por defecto de moléculas adsorbidas en la arcilla (Besoain, 1985; Madejova et al., 2001).

Los espectros de IR que se muestran en la figura VI.6 corresponden a 14 muestras de suelos recolectadas en el área de estudio y en el cuadro VI.4 se presentan las frecuencias de absorción comunes a todas las muestras, de las cuales se deduce corresponden a minerales amorfos de alófana e imogolita en un proceso muy joven de alteración. Las bandas se describen a continuación:

1.- Bandas de absorción entre $3,600\text{ cm}^{-1}$ a $3,400\text{ cm}^{-1}$ en la región presentan mayor amplitud originada por la deformación de los grupos OH estructurales de enlaces Si-OH y Al-OH (Martínez, 1972). Lyon (1960) sugiere que desde un punto de vista mineralógico las frecuencias de vibración a $3,509\text{ cm}^{-1}$ corresponden a agua libre (adsorbida sobre una estructura). Autores como Wada (1967, 1969) e Hidalgo (1991) han reportado una banda ancha y fuerte con un máximo alrededor de $3,500\text{ cm}^{-1}$.

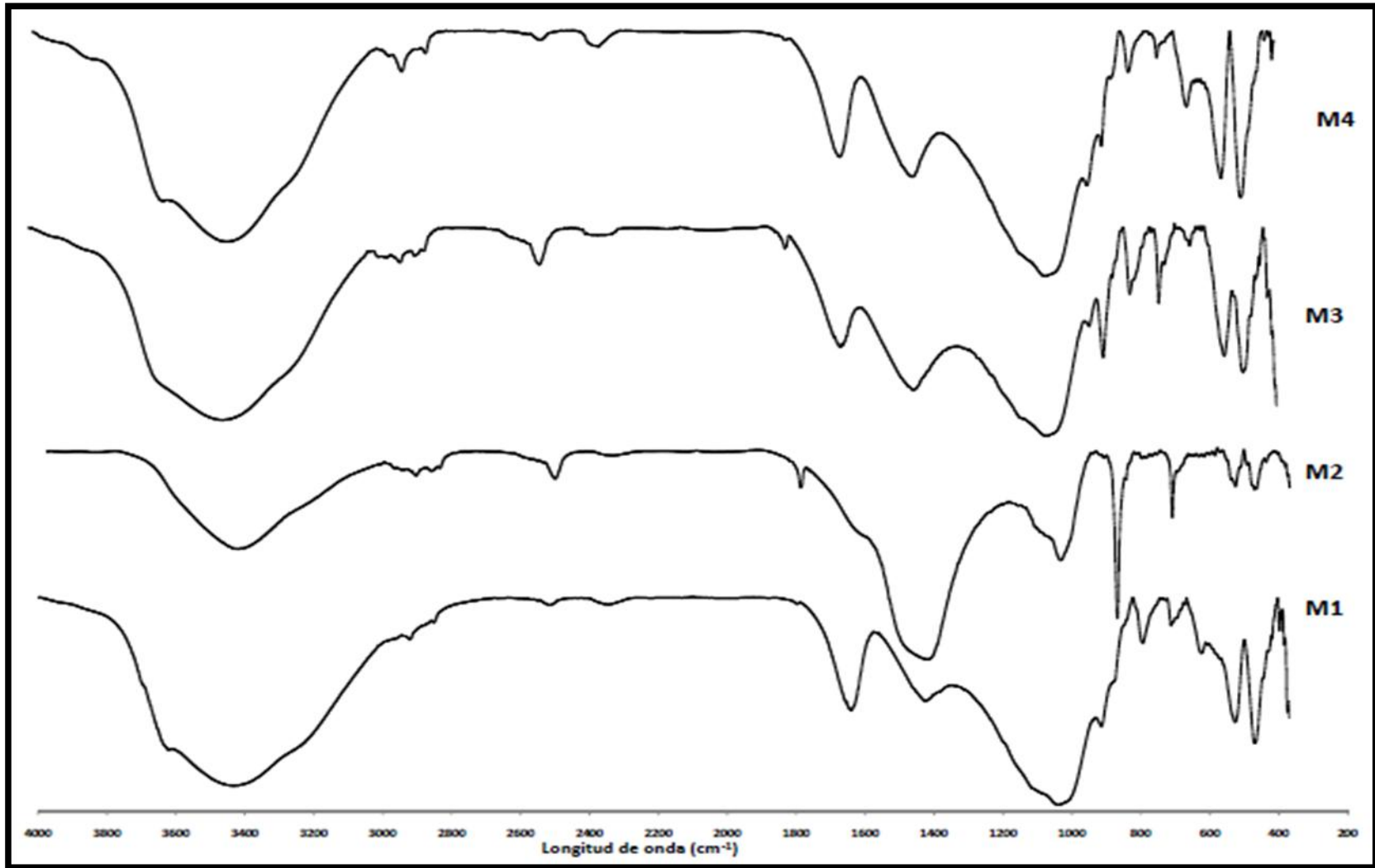
2.- Entre $1,600\text{ cm}^{-1}$ y $1,700\text{ cm}^{-1}$ se observan bandas de absorción debido a la deformación angular de la molécula de agua, Hidalgo (1991) reportó bandas de absorción de agua para la imogolita a $1,630\text{ cm}^{-1}$. El alofán y la imogolita, minerales no cristalinos y poco cristalinos, respectivamente, contienen una gran cantidad de grupos OH reactivos (Adam, 1995).

3.- Se observan amplias bandas de absorción entre $1,200\text{ cm}^{-1}$ y 950 cm^{-1} con picos máximos cercanos a $1,050\text{ cm}^{-1}$ correspondientes a enlaces Si-O-Al del alófono. Sin embargo no se descarta la presencia de imogolita en las muestras de suelo, Hidalgo (1991) y Adams (1995) observaron bandas de enlaces Si-O-Al alrededor de $1,100\text{ cm}^{-1}$ y 960 cm^{-1} para este mineral poco cristalino.

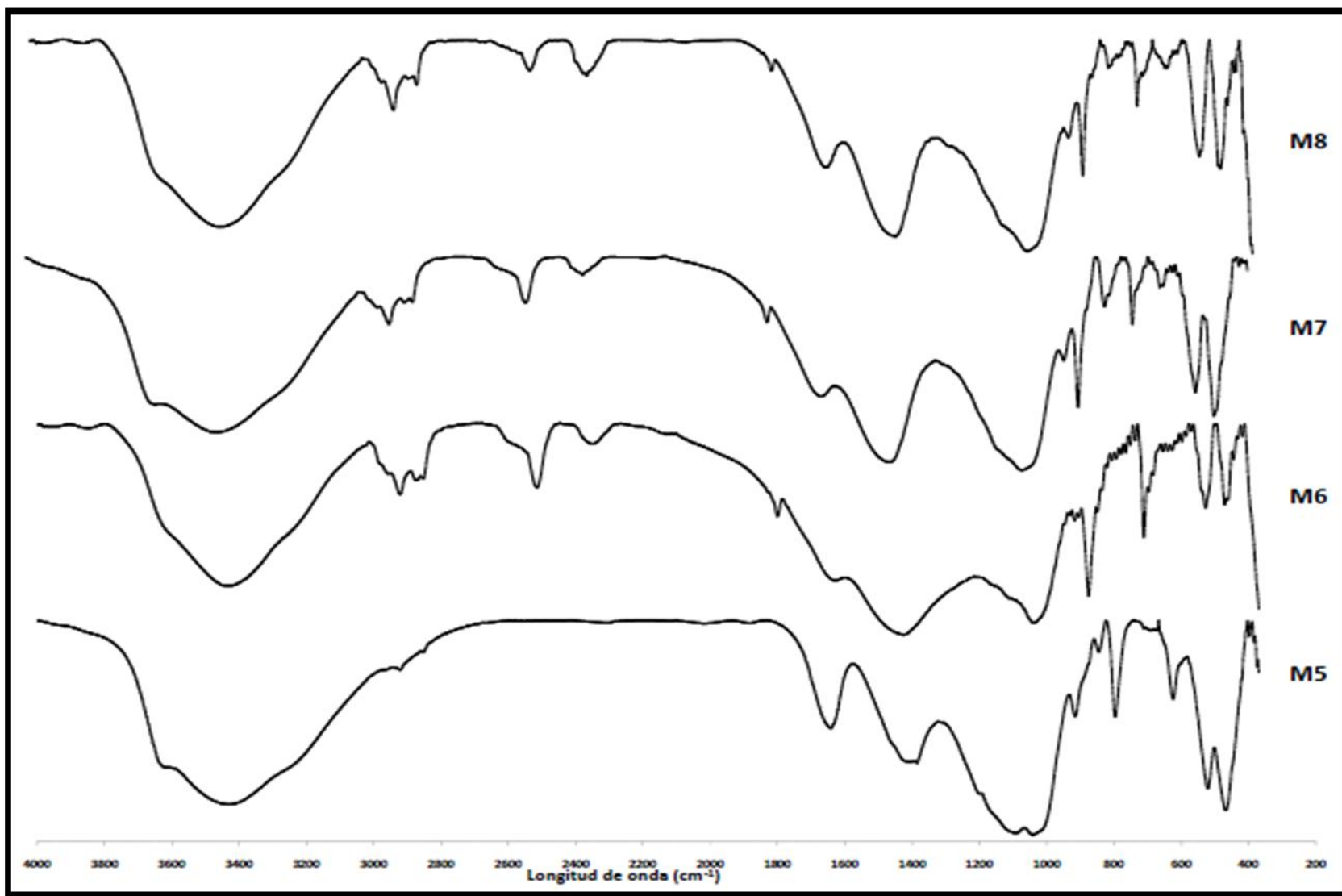
4.- Entre 625 cm^{-1} y 482 cm^{-1} se observa un grupo de bandas asociadas a enlaces Al-O-Si y Si-O-Si ubicadas entre $715\text{-}713\text{ cm}^{-1}$ y $826\text{-}798\text{ cm}^{-1}$; este último grupo de señales se asigna a la vibración Si-O y es característico de sílice en cualquier forma alotrópica (Vargas, 2008) sílice amorfa o de algunos minerales primarios tales como la α -cristobalita (González, 1972).

Cuadro VI.4. Frecuencia de absorción en el IR para las muestras de estudio

V (cm^{-1})	Grupos	Muestras
3645-3634	Vibraciones SiO-H	SOLO: M1,M4,M5,M7,M8,M9,M10, M11,M12,M13
3474-3453	Stretching OH ⁻ estructurales	TODAS
2957-2928		TODAS
2909-2878	OH ⁻ de los minerales	SOLO: M4,M5,M6,M7,M8,M9,M10,M11,M12,M13
2528-2521		SOLO: M2,M3,M4,M6,M7,M8,M9,M11,M13,M14
2382-2351		SOLO: M4,M6,M7,M8,M9,M10,M11,M13,M14
1661-1648	H-O-H flexión	TODAS
1467-1432	OH-Al, OH-Fe	SOLO: M1,M2,M3,M4,M5,M6,M7,M8,M9,M10,M11,M13,M14
1073-1030	O-Si-O Estiramiento asimétrico	TODAS
949-920	Al-OH bending	SOLO: M1,M3,M4,M5,M7,M8,M9,M10,M11,M12,M13,M14
899-864	CO ₃ ²⁻	SOLO: M2,M3,M4,M5,M6,M7,M8,M9,M10,M11,M13,M14
826-798	Si-O flexión	SOLO: M1,M3,M4,M5,M7,M8,M9,M10,M11,M12,M13
715-713	Si-O-Al	SOLO: M1,M2,M3,M4,M6,M7,M8,M9,M11,M13,M14
641-626		SOLO: M1,M3,M4,M5,M7,M8,M9,M10,M11,M12
543-523	Al-O-Si, Si-O	TODAS
482-471		TODAS



Caracterización física-química-mineralógica del Cerro de Denganthza: "Tierra de Colores"



Caracterización física-química-mineralógica del Cerro de Denganthza: "Tierra de Colores"



Caracterización física-química-mineralógica del Cerro de Denganthza: "Tierra de Colores"

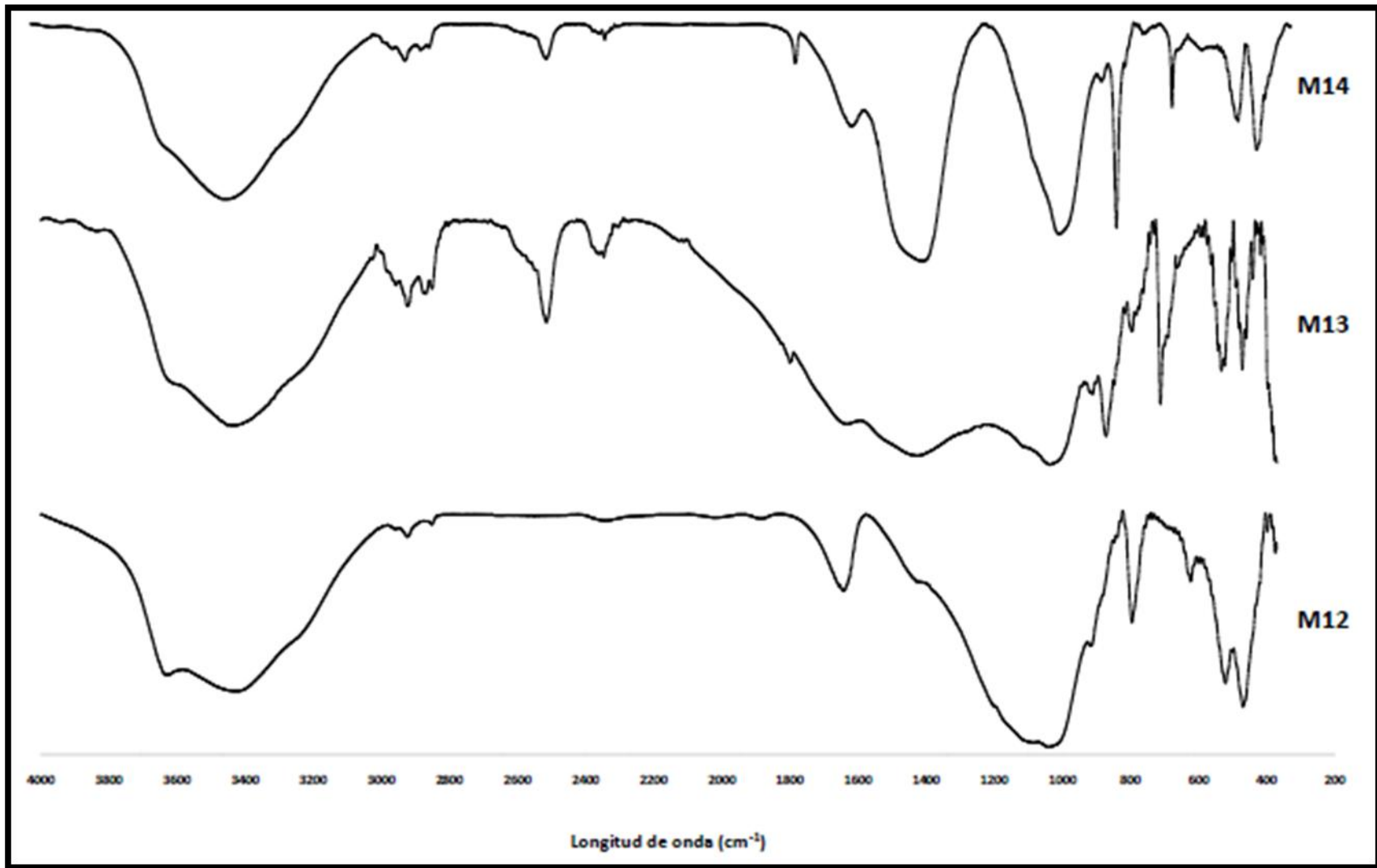


Figura VI.6. Espectros de IR de las 14 muestras del ejido de Denganthza

VI.5. Conclusiones

Como se ha mencionado los minerales primarios son aquellos que se encontraban presentes en la roca madre y que aún no han sido meteorizados. Su proporción en el suelo varía de acuerdo con su contenido en la roca madre, con su resistencia y grado a la meteorización y su granulometría.

En las muestras de suelo se encontró un alto contenido de sílice ($\text{SiO}_2 > 50\%$) tanto en forma amorfa como cristalina, en las microfotografías de MEB se pueden observar que las muestras contienen geles de silicio así como alteraciones en algunas de ellas indicando la presencia de cristales amorfos de alofano e imogolita y corroborando la existencia por IR.

El proceso de alteración que se presenta en las muestras es de SILITIZACIÓN que da lugar a la formación de caolinita y a otras arcillas aluminicas. Al progresar el intemperismo, la caolinita u otros silicatos, se altera rompiéndose la molécula de sílice y alúmina a través del proceso de ALITIZACIÓN y produciéndose Sílice hidratada: $\text{Si}(\text{OH})_4$ y Alúmina en forma de boehmita (AlO_2H) o de gibbsita $\text{Al}(\text{OH})_3$, según las condiciones del medio (González, 2004). La presencia de alteración de los minerales característicos de los suelos derivados de tobas volcánicas (clasificación de origen para el suelo estudiado) hace suponer que la secuencia de meteorización es la siguiente:

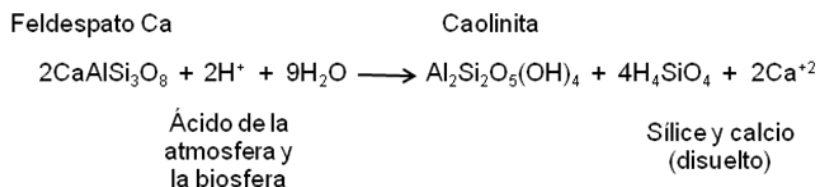
105



C: Cristobalita

T: Tridimita

Hidrólisis del Feldespato-Ca a Caolinita (Silitización)



Fuente: Zapata, 2006

VI.6. Bibliografía

- Adam, M. 1995. Fundamentos de química de suelos. Ed. Anauco, C.A. Universidad Central de Venezuela, Caracas Venezuela. 371 pp.
- Besoain, E. 1970. Curso de mineralogía. Ed. IICA, Turrialba, Costa Rica. 343pp.
- Celerino, Q.L. 2008. Aplicación de la espectroscopia de reflectancia infrarrojo cercano (NIRS) en el análisis de suelos. Ciencia... Ahora. 21(11): 77-85 p.
- Cerpa, N.A., Tartaj, S., García, G.M.T., Serna, P.C.J. 2000. Caracterización mineralógica, química y morfológica de muestras lateríticas. Tecnología Química 20(2), 16-27p.
- Cepeda, D. J. M. 2007. Química de suelos. Editorial Trillas, México
- Dunn, B.W., Beecher, H.G., Batten, G.D. and Ciavarella, S. 2002. The potential of near-infrared reflectance spectroscopy for soil analysis—a case study from the Riverine Plain of south-eastern Australia. Australian Journal of Experimental Agriculture 42: 607-614.
- Farmer, V.C. 1958. The infrared spectra of talc, saponite and hectorite. Mineral. Mag. 31: 829-845p.
- Fuentes, N.M., Bosch, O.C. 2008. Aplicación de la Espectroscopia del Infrarrojo Medio en Química Analítica de Procesos. Bol. Soc. Quím. Méx. 2008, 2(3), 93-103.
- Guevara, M., Verma, S.P., Velasco-Tapia, F., Lozano-Santa Cruz, R., Girón, P., 2005, Comparison of linear regression models for quantitative geochemical analysis: Example of x-ray fluorescence spectrometry: Geostandards and Geoanalytical Research, 29(3), 271-284.
- González, M.S.P. 1972. Caracterización de la fracción arcilla en algunos suelos derivados de cenizas volcánicas de Costa Rica. Tesis de Maestría. Turrialba. Costa Rica. 68 pp.
- González, J., Guerra, F., Gómez, H., Elizalde, G. 2004. Ideas generales sobre meteorización. Geoenseñanza, 9(2), 213-237 pp.

- Hidalgo, C., Etchevers, J.D., Quantin, P. 1991. Imogolita en un Andisol de México. *Turrialba*, 41(4): 509-514p.
- Malvern Instrument, Inc. 2004. Potencial Zeta. Un curso completo en cinco minutos. Ed. Malvern Inst. Catálogo Zeta-Meter. Westborough, MA01581, USA.
- Madejová, J., Komadel, P., 2001, Baseline studies of the clay minerals society source clays: infrared methods: *Clays and Clay Minerals*, 49, 410-432.
- Mantilla, C. 2007. Utilización de estudios de potencial zeta en el desarrollo de un proceso alternativo de floración de mineral feldespático. *Dyna*, 75(154): 65-71p.
- Lozano, R., Bernal, J.P. 2005. Assessment of eight new geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(3), 329-344.
- Prieto, G. F., Prieto, M. J., Ita, G.S., Méndez, M. M. A., Román, G. A. D. 2009. Correlación de potencial zeta y parámetros fisicoquímicos en extractos de saturación de suelos del Distrito de Riego-03, Valle del Mezquital, Hidalgo, México. *Tropical and Subtropical Agroecosystems*, 10(2): 161-167p.
- Reyes, S.A.M., (1997). Microscopia Electrónica y Microanálisis a la Solución de Problemas Geoquímicos. VII Congreso Nacional de Geoquímica, Instituto de Geología, UNAM.
- Quiroz, M.T. 2009. Cambios en la estabilidad estructural de un molisol tratado con vinaza. Tesis de maestría. Palmira, Colombia. 78pp.
- Sandoval, Y. L., Molagon, P. L., Piña, S. M., Sánchez, G. L. O. 2005. Potencial zeta como una herramienta para determinar la aglomeración de las partículas en la reducción del volumen del lodo a disponer. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua. Jiutepec, Morelos, México.
- Sánchez, A.R., Castorena, G.M.C., Sánchez, G.P., Ortiz, S.C., Volke, H.V.H., Rubiños, P.J.E. 2009. Tamaño de partícula y relación micromorfológica en propiedades físicas de perlita y zeolita. *Agricultura Técnica en México*. 35(2): 147-156 pp.
- Shapiro A.P. y Probst R.F. (1993). Removal of contaminants from saturated clay by electroosmosis. *Environ. Sci. Technol.* 27, 283-291.

- Six, J; ET Elliot & K Paustian. 2000. Soil macroaggregate formation: a mechanism for C sequestration under no-tillage agriculture. *Soil Biology & Biochemistry* 32: 2099-2103.
- Vargas, R.Y.M., Gómez, V.V., Vázquez, L.E., García, B.A., Aguilar, S.G., Sánchez, M.H. 2008. Caracterización espectroscópica, química y morfológica y propiedades superficiales de una montmorillonita mexicana. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(1): 135-144p.
- Verma, S.P., Quiroz-Ruiz, A., 2006a, Critical values for six Dixon tests for outliers in normal samples up to sizes 100, and applications in science and engineering: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(2), 133-161.
- Verma, S.P., Quiroz-Ruiz, A., 2006b, Critical values for 22 discordancy test variants for outliers in normal samples up to sizes 100, and applications in science and engineering: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(3), 302-319.
- Wada, K. (1969). Allophane and imogolite. En: J.B. Dixon and S. B. Weed (Editors), *Minerals in Soil Environment*, SSSA Madison, WI, USA., pp. 1051-1087.
- Zapata, H.R.D. 2006. Química de los procesos pedogenéticos. Facultad de Ciencias. Universidad Nacional de Colombia. Medellín. 358pp.

VII.1. Objetivo Específico

- Elaborar mapas temáticos del Sistema Ambiental caracterizado bajo el Sistema Geográfico IRIS 4.0.2.

VII.2. Antecedentes

A fines de la década de los 80's y principio de los 90's, el desarrollo en las tecnologías relacionadas con la informática, ha sido especialmente notable. Los avances obtenidos por el **INEGI** (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática) en la materia han quedado enmarcados dentro del Programa de Modernización emprendido desde 1988, así como en su Misión, la cual se enuncia como "Generar, integrar y proporcionar información estadística y geográfica de interés nacional, así como normar, coordinar y promover el desarrollo de los Sistemas Nacionales Estadístico y de Información Geográfica, con objeto de satisfacer las necesidades de información de los diversos sectores de la sociedad" (INEGI, 2007).

Una de las estrategias de dicho programa contempla desarrollar una infraestructura de información gubernamental disponible a la población a través de una red o en medio magnético u óptico. Es así como fue planteada la necesidad de generar un Sistema Automatizado de Información que permitiera un análisis eficiente, tanto de la distribución y el comportamiento de la información estadística resultante de las actividades humanas, como de los elementos naturales y culturales que conforman su entorno geográfico.

Con base en lo anterior y retomando la experiencia en la generación de información geográfica y estadística así como en el desarrollo de sistemas como medios alternos de divulgación, además del conocimiento y aplicación de nuevas tecnologías de información, se presentó y se puso a disposición de la sociedad en general el **Sistema**

Integral de Información Geográfica y Estadística (SIIGE) versión 1.0, en junio del 2001. Dicho sistema, limitado en capacidades pero con un gran acervo de información cartográfica y estadística, tuvo una difusión más bien reducida, principalmente en usuarios de otros sistemas desarrollados por el Instituto como el **Sistema para la Consulta de Información Censal (SCINCE)**.

Para julio del 2003 ya se habían desarrollado nuevas capacidades y mejorado el funcionamiento de las herramientas existentes, obteniéndose así la siguiente versión del sistema, ahora bajo un nuevo nombre: **Información Referenciada geoespacialmente Integrada en un Sistema (IRIS)** versión 2.0. Entre las innovaciones más destacadas fue la posibilidad brindada al usuario para incorporar su propia información cartográfica y estadística. El uso de **IRIS 2.0** fue promovido intensamente principalmente en dependencias gubernamentales, en la mayoría de los casos mediante esquemas de presentaciones, asesorías, apoyos técnicos y capacitaciones para el manejo del sistema; estas acciones hicieron que el sistema se hiciera merecedor al **Reconocimiento Nacional INNOVA 2003**, que otorga el Gobierno Federal a las mejores prácticas innovadoras implementadas en las dependencias gubernamentales y organismos descentralizados.

A partir de la liberación de la versión 2.0, se continuó trabajando en mejorar interfaces y procesos, definir esquemas diferentes en cuanto al despliegue de la información, e incorporar capacidades relacionadas con análisis espacial, obteniéndose así en marzo del 2005 de **IRIS** versión 3.0. Para su divulgación, se rediseñaron esquemas de capacitación ofreciéndose diversas modalidades de talleres, y se conformó un equipo de instructores para tener presencia en todas las entidades federativas; se consolidaron las alianzas ya existentes, se promovió el sistema en foros diversos, organismos descentralizados e instituciones educativas, y se participó en proyectos de diversa índole –algunos de ellos de importancia estratégica nacional- proporcionando el sistema como el receptorio para incorporar información de muy diversa índole, organizarla y procesarla.

Continuando con el proceso de desarrollo, se genera y se pone a disposición de la sociedad en septiembre del 2006 **IRIS** en su versión **4.0.2**, la cual se caracteriza por ofrecer nuevas capacidades de análisis espacial, la posibilidad de definir y cambiar de proyecciones cartográficas y datum, realizar tareas de análisis avanzado, mejorar en la impresión de datos cartográficos y tabulares, editar objetos geográficos, crear nuevas capas de información a través de digitalización de rasgos geográficos, entre muchas otras.

La versión actual, **4.0.2** de **IRIS** ofrece además de las capacidades y herramientas de las versiones anteriores- la posibilidad de descargar actualizaciones del sistema **IRIS** a través de una conexión web, asociar archivos a proyectos construidos en **IRIS**, y agregarle tira marginal a páginas de impresión de vistas Espacio.

La información contenida en el Proyecto Información básica es resultado de una gran variedad de fuentes, escalas e incluso años de referencia, por lo que ha sido incorporada bajo un esquema propio que obedece a un orden y naturaleza de la misma; esta organización se agrupa por características comunes en capas o conceptos contenidos en subtemas, que a su vez descienden de temas agrupados según el origen de los datos. La información geográfica se muestra categorizada por la naturaleza de ésta y con atributos que le dan presencia e identidad. El contenido de objetos geográficos comprende capas de información derivadas de dos grandes fuentes: Topografía 1:250 000 y el Marco Geoestadístico Nacional de tres eventos censales.

111

VII.2.1. Topografía 1:250 000

Comprende cartografía topográfica escala 1:250 000 Serie III basada en imágenes de satélite del año 2002, y trabajo de campo realizado en 2003; se agrupa en los siguientes temas:

- Marco Cartográfico Nacional: Contiene información referente a la división del espacio cartográfico y el canevá, representada por dos capas de información.
- Territorio Insular: Comprende información referente a elementos insulares, en tres capas de información.

- Orografía: Comprende una imagen hipsográfica, curvas de nivel acotadas cada 100 metros y rasgos orográficos, representados en 61 capas de información.
- Hidrografía: Contiene corrientes y cuerpos de agua, tanto perennes como intermitentes, y otros rasgos hidrográficos, representados por 11 capas de información.
- Infraestructura: Comprende obras hidráulicas y eléctricas, representadas en 13 capas de información.
- Cultura: Contiene rasgos arqueológicos representados en dos capas de información.
- Comunicaciones y Transportes: Representa instalaciones para el transporte y para la comunicación, así como vías de transporte, en 20 capas de información.

VII.2.2. Marco Geoestadístico Nacional

VII.2.2.1. Marco Geoestadístico Nacional actualizado al 2000

Marco Geoestadístico Nacional actualizado al XII Censo General de Población y Vivienda 2000. Comprende un área geoestadística nacional, 32 estatales, 2 443 municipales, 199 391 localidades habitadas de la Integración Territorial 2000, y 4 028 localidades urbanas.

VII.2.2.2. Marco Geoestadístico Nacional actualizado al 2004

Marco Geoestadístico Nacional actualizado a los Censos Económicos 2004. Comprende un área geoestadística nacional, 32 áreas geoestadísticas estatales, 2 448 áreas geoestadísticas municipales, y 4 032 localidades urbanas.

VII.2.2.3. Marco Geoestadístico Nacional actualizado al 2005

Marco Geoestadístico Nacional actualizado al II Conteo de Población y Vivienda, 2005. Comprende un área geoestadística nacional, 32 estatales, 2 454 municipales y 4 033 localidades urbanas.

VII.2.3. Información Estadística

La información estadística contenida en el **Proyecto Información básica** proviene de un evento censal: el **XII Censo General de Población y Vivienda 2000**; el número de indicadores varía según el nivel de desagregación.

VII.2.3.1. Nacional, Estatal y Municipal

Comprende 170 indicadores censales con información relativa a características socioeconómicas de la población, así como materiales de construcción y servicios de la vivienda; e indicadores de identificación geográfica y geoestadística cuyo número varía según el nivel de desagregación. Los indicadores se relacionaron con el Marco Geoestadístico Nacional actualizado al 2000.

VII.2.3.2. Localidades urbanas e Integración Territorial

Comprende 123 indicadores censales con información relativa a características socioeconómicas de la población y la vivienda, y 7 indicadores de identidad geográfica, para las 199 391 localidades habitadas. Los indicadores se relacionaron con el Marco Geoestadístico Nacional actualizado al 2000.

113

VII.3. Metodología

Para la elaboración de los mapas digitales se utilizó el Sistema Información Referenciada geoespacialmente Integrada en un Sistema (IRIS) versión 4.0.2, el cual contiene el Marco Geoestadístico Nacional 2005 que contempla toda la información del área geoestadística del territorio nacional; además se utilizó el proyecto generado a partir del Continuo Nacional de Datos Vectorial Edafológico Serie I, Geología Serie I, Uso de Suelo y Vegetación Serie II; todos en una escala 1:250 000. A partir de cada uno de ellos se crearon las capas geográficas de información necesarias que enmarcan el área de interés mismas que al municipio de Francisco I. Madero; área donde se encuentra localizado el Cerro de Denganthza. El proyecto geográfico generado con las

capas de información se en marco en un fotomosaico ensamblado en 4 ortofotos (f14c79e, f14c79f, f14c89b, f14c89c) del año 1995 a una escala 1:75 000.

VII.4. Resultados

VII.4.1. Confección de mapas del área de estudio

La generación de los mapas temáticos del municipio de Denganthza requirió un pre-procesamiento de datos, para lo cual se usaron elementos geográficos, área geoestadística municipal y área geoestadística estatal, mismos que se encuentran integrados en el Marco Geoestadístico Nacional 2005 con sus límites político-administrativos, escala 1:250 000, como mapa base para elaborar los temáticos. El mismo fue digitalizado y georeferenciado empleando una tabla digitalizadora. El proyecto generado es trabajado en IRIS 4.0.2, facilitando el uso, análisis y cartografía de las entidades espaciales del municipio.

En la figura VII.1, se visualizan el proyecto denominado “Denganthza” con las capas de trabajo, estatal y municipal; así como la selección del municipio de Francisco I. Madero como área de estudio del sistema ambiental.

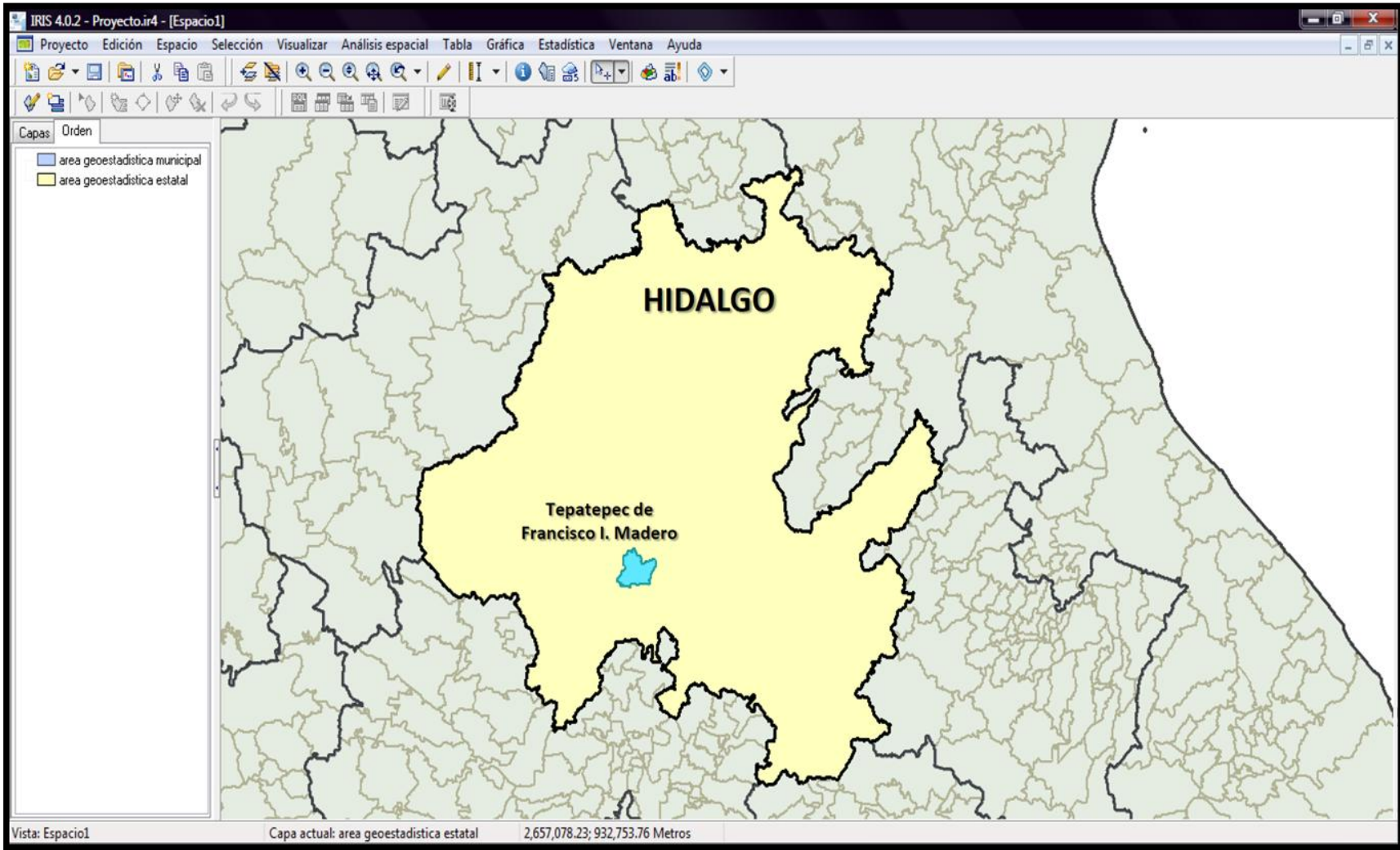
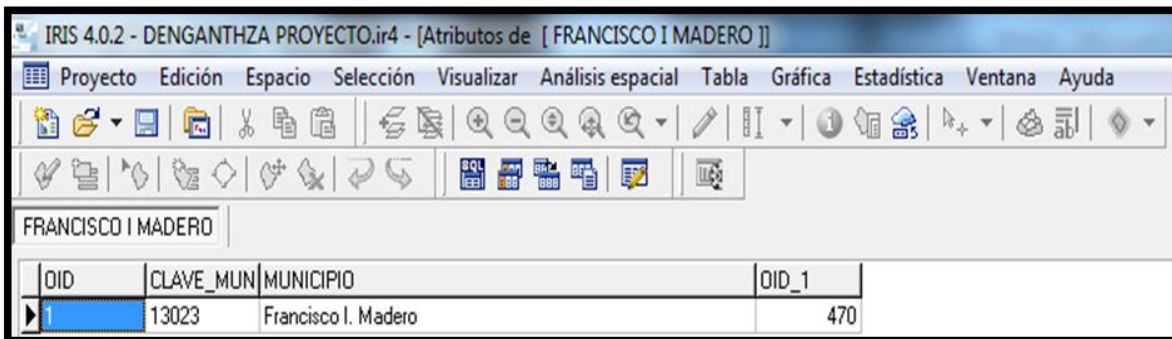


Figura VII.1. Elementos geográficos utilizados para la generación de los mapas temáticos en el Sistema Ambiental

Caracterización física-química-mineralógica del Cerro de Denganthza: "Tierra de Colores"

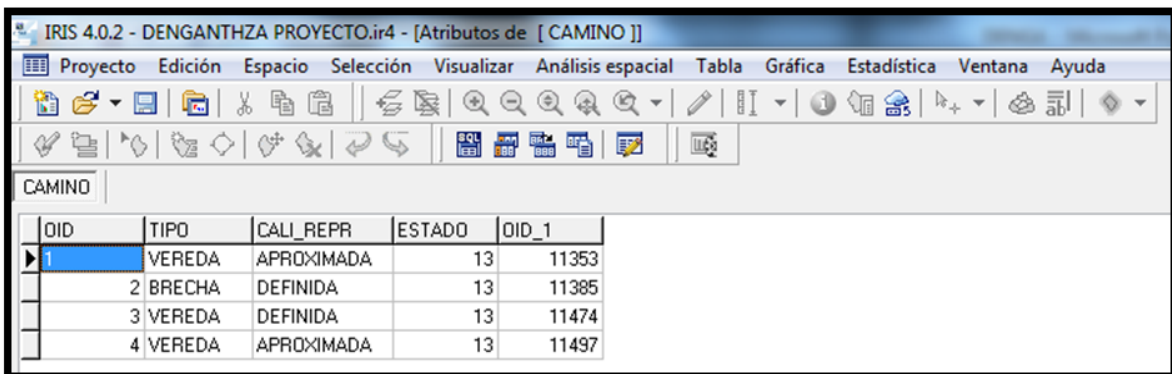
VII.4.2. Elaboración del mapa del municipio de Francisco I. Madero

Como primer paso se tomaron las tablas atributo del municipio de Francisco I. Madero; mismas que se encuentran en el Marco Geoestadístico Nacional 2005. Sobre el municipio base se cargaron cuatro capas más la cuales corresponden a los caminos principales que llevan al área de estudio, caminos de terracería, carretera libre y las 28 localidades que integran el municipio, siendo la más importante la localidad de Denganthza. Los datos y/o atributos utilizados para la generación del primer mapa temático se muestran en las siguientes figuras (VII.2, VII.3, VII.4, VII.5, VII.6) en donde el sistema IRIS permite contar con una serie de elementos, tanto en el almacenamiento como la actualización de la información de los componentes, así como la existencia de una base cartográfica única para cada uno de ellos, dándonos la posibilidad de integrar toda la información en un mapa preliminar del área de estudio.



OID	CLAVE_MUN	MUNICIPIO	OID_1
1	13023	Francisco I. Madero	470

Figura VII.2. Tabla de atributos del municipio de Francisco I. Madero



OID	TIPO	CALI_REPR	ESTADO	OID_1
1	VEREDA	APROXIMADA	13	11353
2	BRECHA	DEFINIDA	13	11385
3	VEREDA	DEFINIDA	13	11474
4	VEREDA	APROXIMADA	13	11497

Figura VII.3. Tabla de atributos de los caminos (veredas y brechas) el municipio de Francisco I. Madero

IRIS 4.0.2 - DENGANTHAZ PROYECTO.ir4 - [Atributos de [TERRACERIA]]

Projecto Edición Espacio Selección Visualizar Análisis espacial Tabla Gráfica Estadística Ventana Ayuda

TERRACERIA

OID	TIPO	NUME_CARR	DERE_TRAN	NUMERO	JURISDICC	CONDICION	CALI_REPR	ESTADO	OID_1
1	TERRACERIA	2	N/A	Ninguno	N/A	EN OPERACION	DEFINIDA	13	5040
2	TERRACERIA	2	N/A	Ninguno	N/A	EN OPERACION	DEFINIDA	13	5056
3	TERRACERIA	2	N/A	Ninguno	N/A	EN OPERACION	DEFINIDA	13	5121
4	TERRACERIA	2	N/A	Ninguno	N/A	EN OPERACION	DEFINIDA	13	5181
5	TERRACERIA	2	N/A	Ninguno	N/A	EN OPERACION	DEFINIDA	13	5183
6	TERRACERIA	2	N/A	Ninguno	N/A	EN OPERACION	DEFINIDA	13	5349
7	TERRACERIA	2	N/A	Ninguno	N/A	EN OPERACION	DEFINIDA	13	5635
8	TERRACERIA	2	N/A	Ninguno	N/A	EN OPERACION	DEFINIDA	13	5658

Figura VII.4. Tabla de atributos de los caminos (terracería) del municipio de Francisco I. Madero

IRIS 4.0.2 - DENGANTHAZ PROYECTO.ir4 - [Atributos de [CARRETERA LIBRE]]

Projecto Edición Espacio Selección Visualizar Análisis espacial Tabla Gráfica Estadística Ventana Ayuda

CARRETERA LIBRE

OID	TIPO	NUME_CARR	DERE_TRAN	NUMERO	JURISDICC	CONDICION	CALI_REPR	ESTADO	OID_1
1	PAVIMENTADA	2	LIBRE	Ninguno	Hgo.	EN OPERACION	DEFINIDA	13	1881
2	PAVIMENTADA	2	LIBRE	Ninguno	Hgo.	EN OPERACION	DEFINIDA	13	1945
3	PAVIMENTADA	2	LIBRE	Ninguno	Hgo.	EN OPERACION	DEFINIDA	13	1946
4	PAVIMENTADA	2	LIBRE	Ninguno	Hgo.	EN OPERACION	DEFINIDA	13	1948
5	PAVIMENTADA	2	LIBRE	Ninguno	Hgo.	EN OPERACION	DEFINIDA	13	2064
6	PAVIMENTADA	2	LIBRE	Ninguno	Hgo.	EN OPERACION	DEFINIDA	13	2066
7	PAVIMENTADA	2	LIBRE	Ninguno	Hgo.	EN OPERACION	DEFINIDA	13	2068
8	PAVIMENTADA	2	LIBRE	Ninguno	Hgo.	EN OPERACION	DEFINIDA	13	2069
9	PAVIMENTADA	2	LIBRE	Ninguno	Hgo.	EN OPERACION	DEFINIDA	13	2070
10	PAVIMENTADA	2	LIBRE	Ninguno	Hgo.	EN OPERACION	DEFINIDA	13	2071
11	PAVIMENTADA	2	LIBRE	Ninguno	N/A	EN OPERACION	DEFINIDA	13	2229

Figura VII.5. Tabla de atributos de los caminos (carretera libre) del municipio de Francisco I. Madero

OID	CLAVE	NOMBRE	TIPO	CVE_CARTA	LONGITUD	LATITUD	ALTITUD
1	130230001	Tepatepec	U	F14C89	99°05'20.00"	20°14'39.00"	1980
2	130230002	Arambo	R	F14C89	99°04'54.00"	20°14'19.00"	1980
3	130230003	Bocamiño	R	F14C89	99°04'14.00"	20°14'28.00"	1980
4	130230004	La Comunidad	R	F14C89	99°04'32.00"	20°14'54.00"	1960
5	130230005	Dengantzha	R	F14C79	99°07'20.00"	20°16'13.00"	2000
6	130230006	Doctor José G. Parres	R	F14C89	99°08'3.00"	20°13'43.00"	2040
7	130230007	El Mendoza	R	F14C79	99°05'28.00"	20°16'55.00"	2080
8	130230008	Lázaro Cárdenas (Colonia el Mexe)	R	F14C89	99°05'43.00"	20°13'31.00"	2000
9	130230009	La Mora	R	F14C79	99°05'30.00"	20°15'32.00"	1980
10	130230010	La Puerta	R	F14C79	99°06'58.00"	20°15'6.00"	1980
11	130230012	El Rosario	U	F14C89	99°01'25.00"	20°14'29.00"	1980
12	130230013	San José Boxay	R	F14C79	99°06'10.00"	20°15'38.00"	2000
13	130230014	San Juan Tepa	U	F14C89	99°03'56.00"	20°12'57.00"	2000
14	130230015	La Cruz (La Presa)	R	F14C89	99°06'21.00"	20°13'10.00"	2060
15	130230018	Colonia el Veinte	R	F14C89	99°02'44.00"	20°13'56.00"	1980
16	130230019	Colonia Emiliano Zapata (Colonia los Morales)	R	F14C79	99°04'10.00"	20°15'57.00"	2000
17	130230024	El Villano	R	F14C89	99°06'59.00"	20°14'29.00"	1980
18	130230026	Jagüey del Gonzudi	R	F14C89	99°03'1.00"	20°14'39.00"	1960
19	130230028	Las Coronas (Colonia las Coronas)	R	F14C89	99°04'42.00"	20°14'38.00"	1980
20	130230030	Los Filtros	R	F14C89	99°05'18.00"	20°13'5.00"	2060
21	130230032	Compuerta el 13	R	F14C89	99°05'59.00"	20°13'39.00"	2000
22	130230035	El Porvenir (El Empedrado)	R	F14C89	99°05'34.00"	20°13'44.00"	2000
23	130230036	El Potrero	R	F14C89	99°06'42.00"	20°14'21.00"	1980
24	130230037	Colonia el Horno	R	F14C89	99°07'22.00"	20°13'13.00"	2140
25	130230038	Nuevo México (El Chongo)	R	F14C89	99°02'33.00"	20°12'53.00"	2000
26	130230039	Barrio San Antonio	R	F14C89	99°02'57.00"	20°11'50.00"	2100
27	130230040	El Barrozo	R	F14C79	99°02'31.00"	20°15'12.00"	1960
28	130230041	Col. 4ta. Demarcación (Barrio los Violines)	R	F14C79	99°04'50.00"	20°15'22.00"	1980

Figura VII.6. Tabla de atributos de los comunidades del municipio de Francisco I. Madero

En la figura VII.7 se pueden apreciar el resultado de empleo de IRIS 4.0.2 la obtención de cada uno de los atributos sobre el municipio de Francisco I. Madero como base cartográfica.

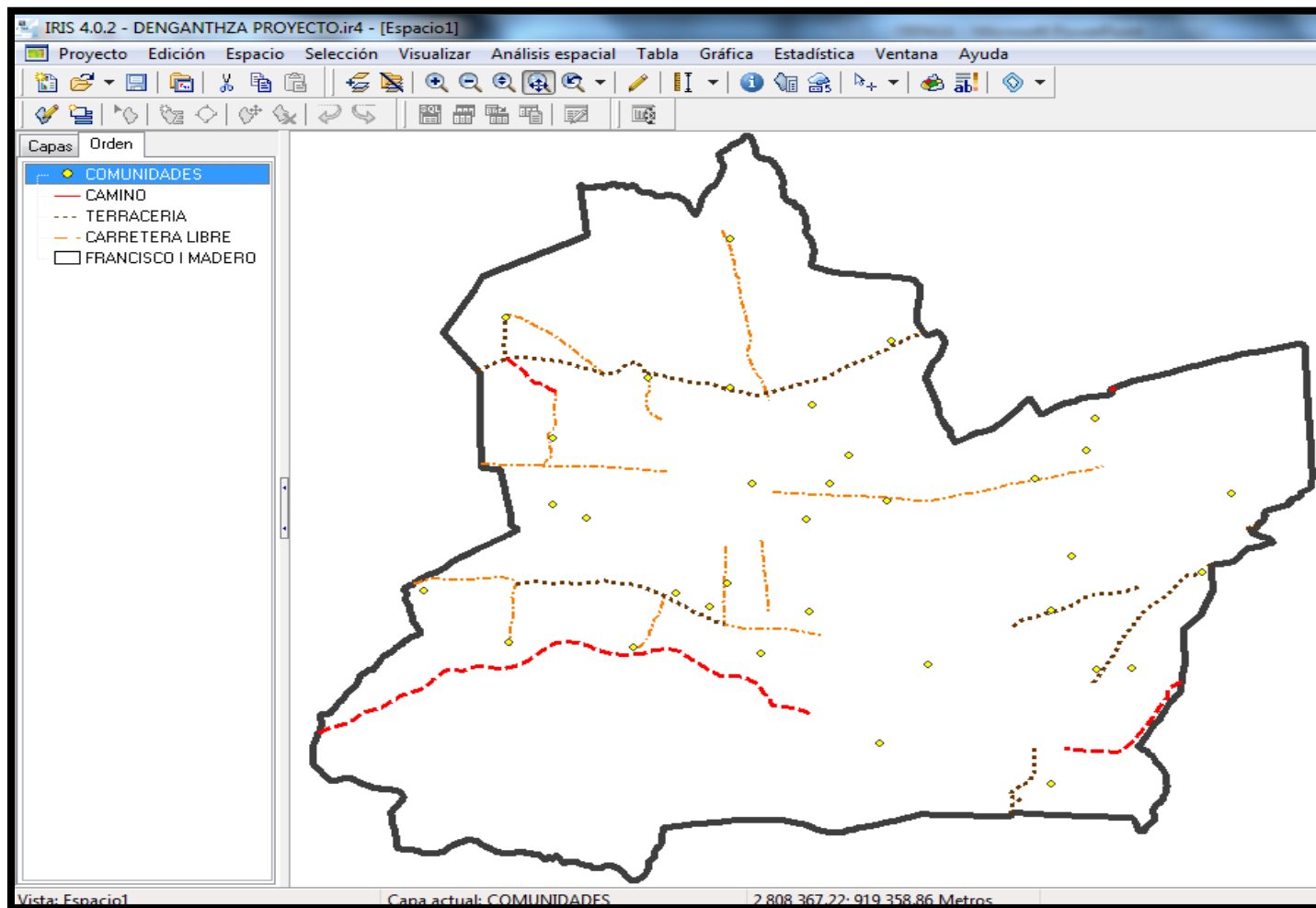


Figura VII.7. Municipio de Francisco I. Madero, se aprecian las capas generadas en cada uno de los atributos y/o elementos geográficos.

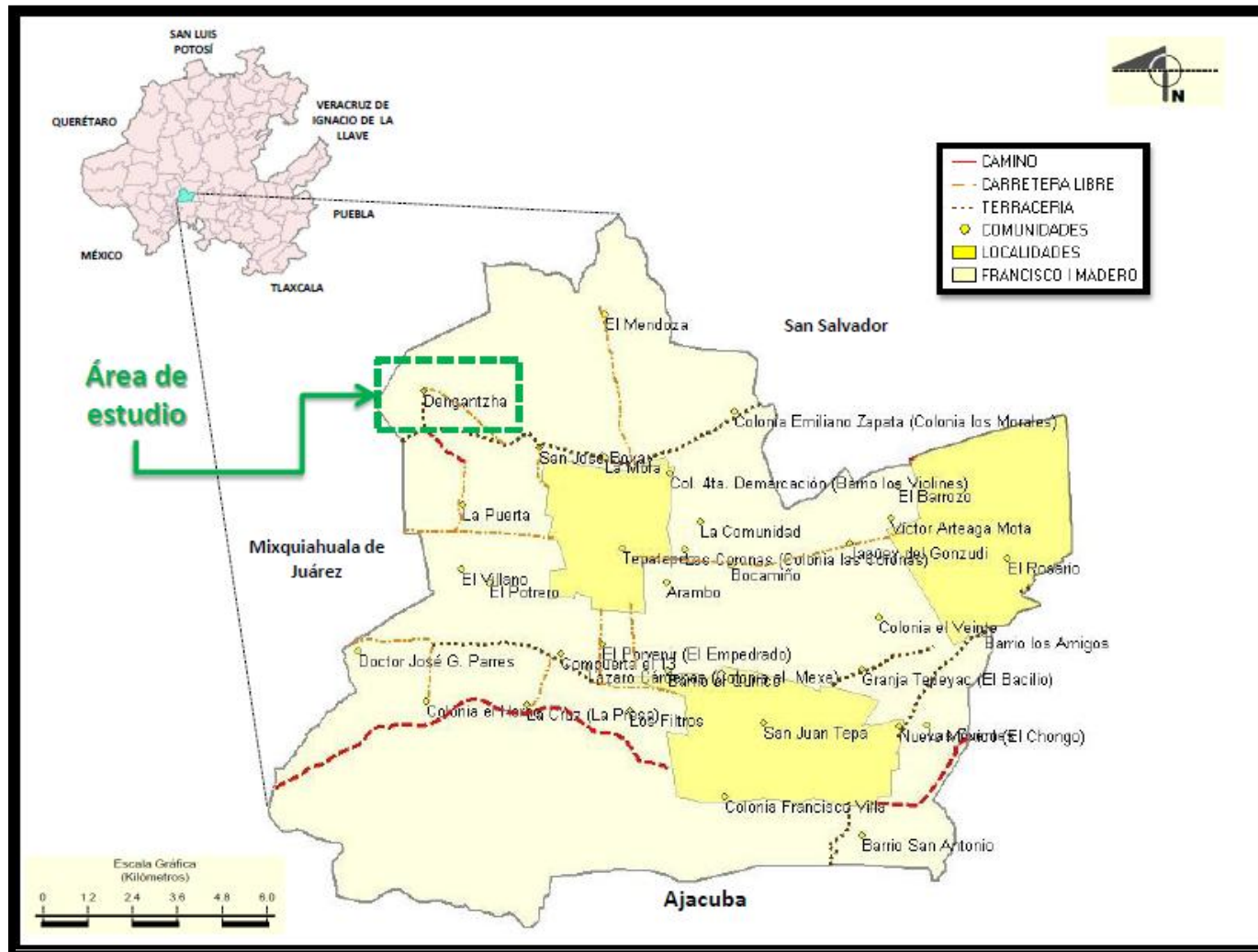


Figura VII.8. Municipio de Francisco I. Madero, indicando el área de estudio, vías de acceso y localidades

Caracterización física-química-mineralógica del Cerro de Dengantzha: "Tierra de Colores"

VII.4.3. Geología

En la figura VII.9 se observa el mapa generado con la información obtenida del Continuo Nacional de Datos Vectorial Geología Serie I, mismos que fueron colocados sobre la cartografía generada en el mapa del municipio de Francisco I. Madero, del cual se obtiene la tabla de atributos del sistema ambiental (figura VII.10.).

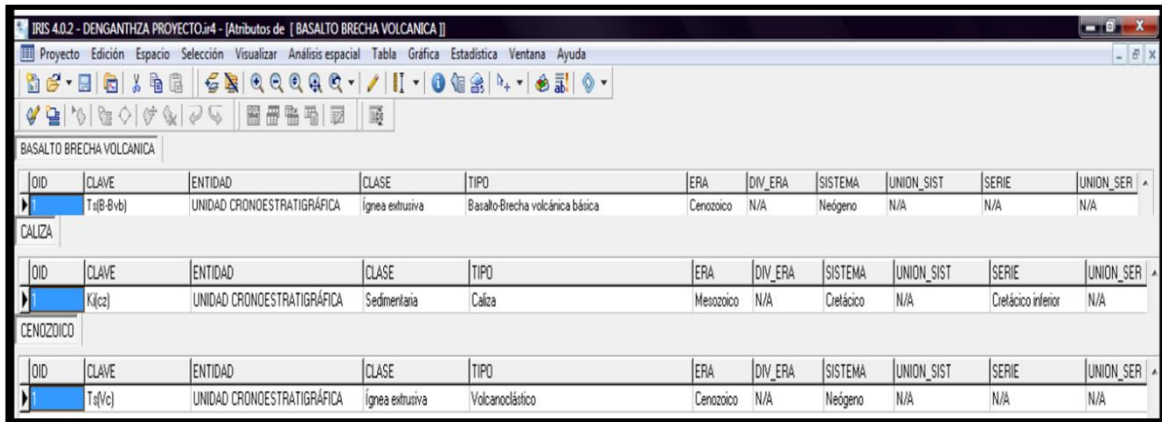
Esta provincia cubre también una gran porción del estado, sobre todo en el sur, y está constituida predominantemente por rocas volcánicas terciarias y cuaternarias (brechas, tobas y derrames riolíticos, intermedios y basálticos), de composición y textura variada, las cuales forman en conjunto un extremo y grueso paquete que en algunas localidades, como Pachuca, alcanza varios miles de metros de espesor. Este conjunto ha sido superpuesto a las rocas sedimentarias mesozoicas por los fenómenos de volcanismo. De estas últimas se encuentran algunos afloramientos que sobresalen en forma de cerros aislados en medio del dominio de las rocas ígneas, como en las localidades de Tula de Allende y Atotonilco de Tula, donde se afloran cerros de caliza que tienen un uso industrial.

La morfología de esta provincia es variada, se presentan de diversos tipos de estructuras volcánicas bien conservadas, como son: conos cineríticos, volcanes compuestos, volcanes escudo y calderas, además de extensos flujos piroclásticos y derrames lávicos, basálticos, que tienen forma de mesetas y planicies sobre las que se han originado algunos lagos debido al cierre de las cuencas. La interacción entre el clima y la composición litológica de las rocas volcánicas se hace más evidente en las zonas húmedas, donde afloran extensos derrames de rocas basálticas que han sido alteradas profundamente por el intemperismo fisicoquímico y han desarrollado suelos residuales, de color rojizo, que indican una fuerte oxidación de minerales férricos contenidos en las rocas ígneas y en el agua (INEGI, 2009).

Estratigrafía

La descripción litológica se presenta de la más antigua a la más joven, describiendo en primer lugar las rocas sedimentarias y posteriormente las ígneas.

1. **Caliza.** Esta unidad sedimentaria de origen marino del Cretácico Inferior, está constituida por caliza estratificada depositada en un ambiente de plataforma. Es de color gris oscuro y pertenece a la Formación El Doctor, presenta morfología de lomeríos suaves debido a su pureza se le explota industrialmente para la elaboración de cal y cemento.
2. **Vulcanoclástico.** Esta unidad pertenece al Terciario Superior, es de origen continental y está constituida por alternancia de tobas, arenas y paleosuelos; depositados en cuencas lacustres.



OID	CLAVE	ENTIDAD	CLASE	TIPO	ERA	DIV_ERA	SISTEMA	UNION_SIST	SERIE	UNION_SER
	T ₁ (B-Bvb)	UNIDAD CRONOESTRATIGRÁFICA	Ígnea extrusiva	Basalto-Brecha volcánica básica	Cenozoico	N/A	Neógeno	N/A	N/A	N/A
	K ₁ (c)	UNIDAD CRONOESTRATIGRÁFICA	Sedimentaria	Caliza	Mesozoico	N/A	Cretácico	N/A	Cretácico inferior	N/A
	T ₁ (Vc)	UNIDAD CRONOESTRATIGRÁFICA	Ígnea extrusiva	Vulcanoclástico	Cenozoico	N/A	Neógeno	N/A	N/A	N/A

Figura VII.10. Tabla de atributos del municipio de Francisco I. Madero, indicando los tipos de rocas y la era geológica

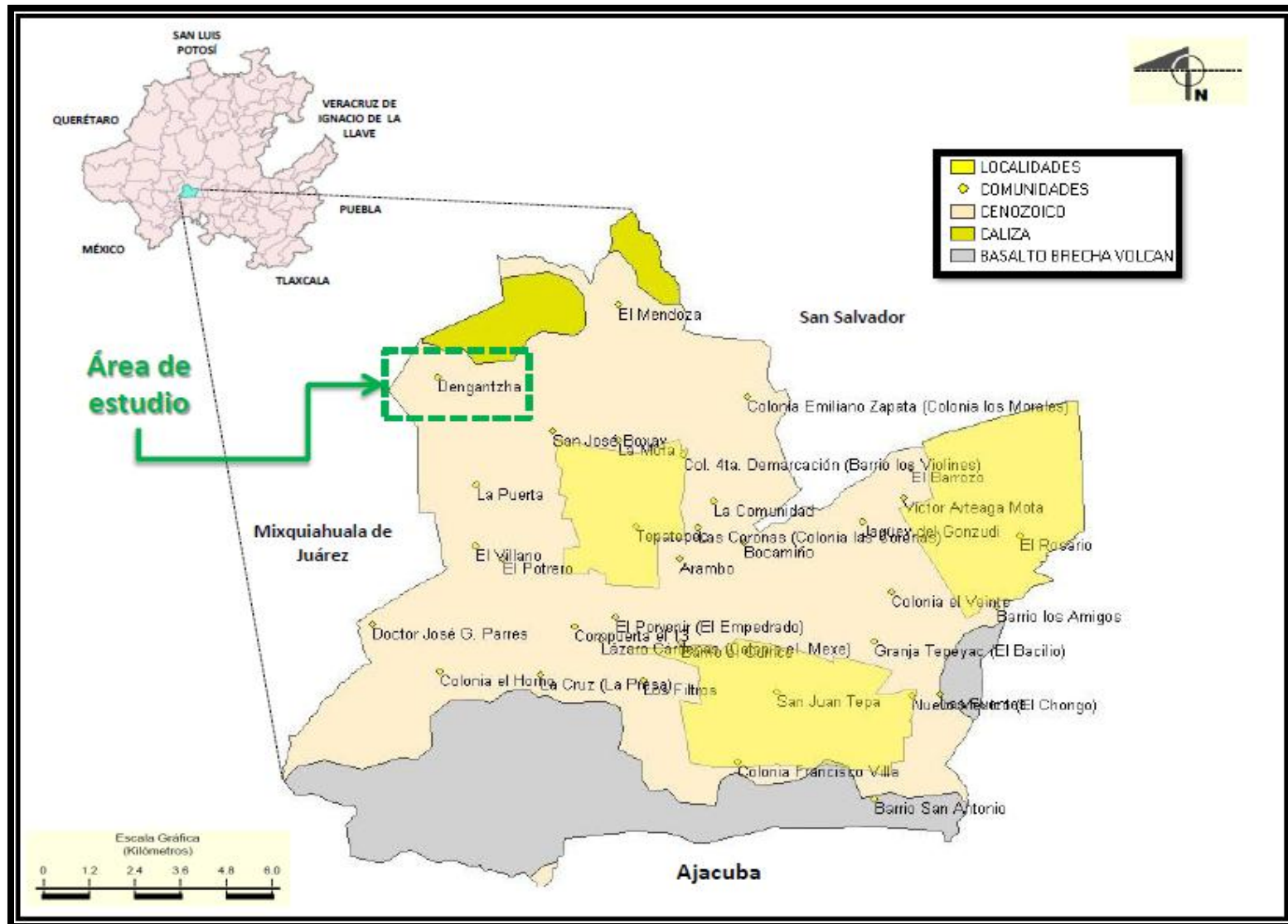


Figura VII.9. Mapa de Geología en el municipio de Francisco I. Madero

Caracterización física-química-mineralógica del Cerro de Dengantzha: “Tierra de Colores”

VII.4.4. Edafología

El municipio de Francisco I. Madero presenta un mosaico edáfico complejo y muy diverso de suelo distintos que pertenecen de acuerdo a la clasificación de suelos (IUSS, 2007); las unidades y subunidades de suelo que se presentaron son: Leptosol, Regosol, Vertisol, Phaeozem (figura VII.11) principalmente como se observa en el mapa de edafología, sin embargo para el Sistema Ambiental del área de estudio corresponde la unidad de Leptosol como principal unidad edafológica y en subunidad Regosol (figura VII.12), además de presentar una clase textural media (L + E / 2) (figura VII.13).

OID	CLAVE	NDM_SUE1	NDM_SUB1	NDM_SUE2	NDM_SUB2	NDM_SUE3	NDM_SUB3	CLA_TEX	FAS_FISCA	FAS_QUIMI	ENTIDAD	OID_1
1	I+E/2	Litosol	N/A	Rendzina	N/A	NINGUNO	NINGUNO	Media	NINGUNO	NINGUNO	UNIDAD EDAFOLOGICA	846
2	I+Hh+Vp/2	Litosol	N/A	Feozem	háptico	Vertisol	pélico	Media	NINGUNO	NINGUNO	UNIDAD EDAFOLOGICA	10136
RENDZINA												
OID	CLAVE	NDM_SUE1	NDM_SUB1	NDM_SUE2	NDM_SUB2	NDM_SUE3	NDM_SUB3	CLA_TEX	FAS_FISCA	FAS_QUIMI	ENTIDAD	OID_1
1	E/2/PC	Rendzina	N/A	NINGUNO	NINGUNO	NINGUNO	NINGUNO	Media	Petrocalcáica	NINGUNO	UNIDAD EDAFOLOGICA	142
2	E+Hc/2/L	Rendzina	N/A	Feozem	calcáico	NINGUNO	NINGUNO	Media	Lítica	NINGUNO	UNIDAD EDAFOLOGICA	358
VERTISOL												
OID	CLAVE	NDM_SUE1	NDM_SUB1	NDM_SUE2	NDM_SUB2	NDM_SUE3	NDM_SUB3	CLA_TEX	FAS_FISCA	FAS_QUIMI	ENTIDAD	OID_1
1	Vp/3/DP	Vertisol	pélico	NINGUNO	NINGUNO	NINGUNO	NINGUNO	Fina	Dúrica Profunda	NINGUNO	UNIDAD EDAFOLOGICA	2433
2	Vp+E/3/DP	Vertisol	pélico	Rendzina	N/A	NINGUNO	NINGUNO	Fina	Dúrica Profunda	NINGUNO	UNIDAD EDAFOLOGICA	2977
3	Vp+E/3/PC	Vertisol	pélico	Rendzina	N/A	NINGUNO	NINGUNO	Fina	Petrocalcáica	NINGUNO	UNIDAD EDAFOLOGICA	3006
4	Vp+Hh+E/3/DP	Vertisol	pélico	Feozem	háptico	Rendzina	N/A	Fina	Dúrica Profunda	NINGUNO	UNIDAD EDAFOLOGICA	3478
5	Vp+Hh+E/3/DP/SN	Vertisol	pélico	Feozem	calcáico	Rendzina	N/A	Fina	Dúrica Profunda	Fuertemente Salina - Fuertemente Sódica	UNIDAD EDAFOLOGICA	4721

Figura VII.11. Tabla de atributos del municipio de Francisco I. Madero, indicando el tipo de suelo (edafología) y la clase textural

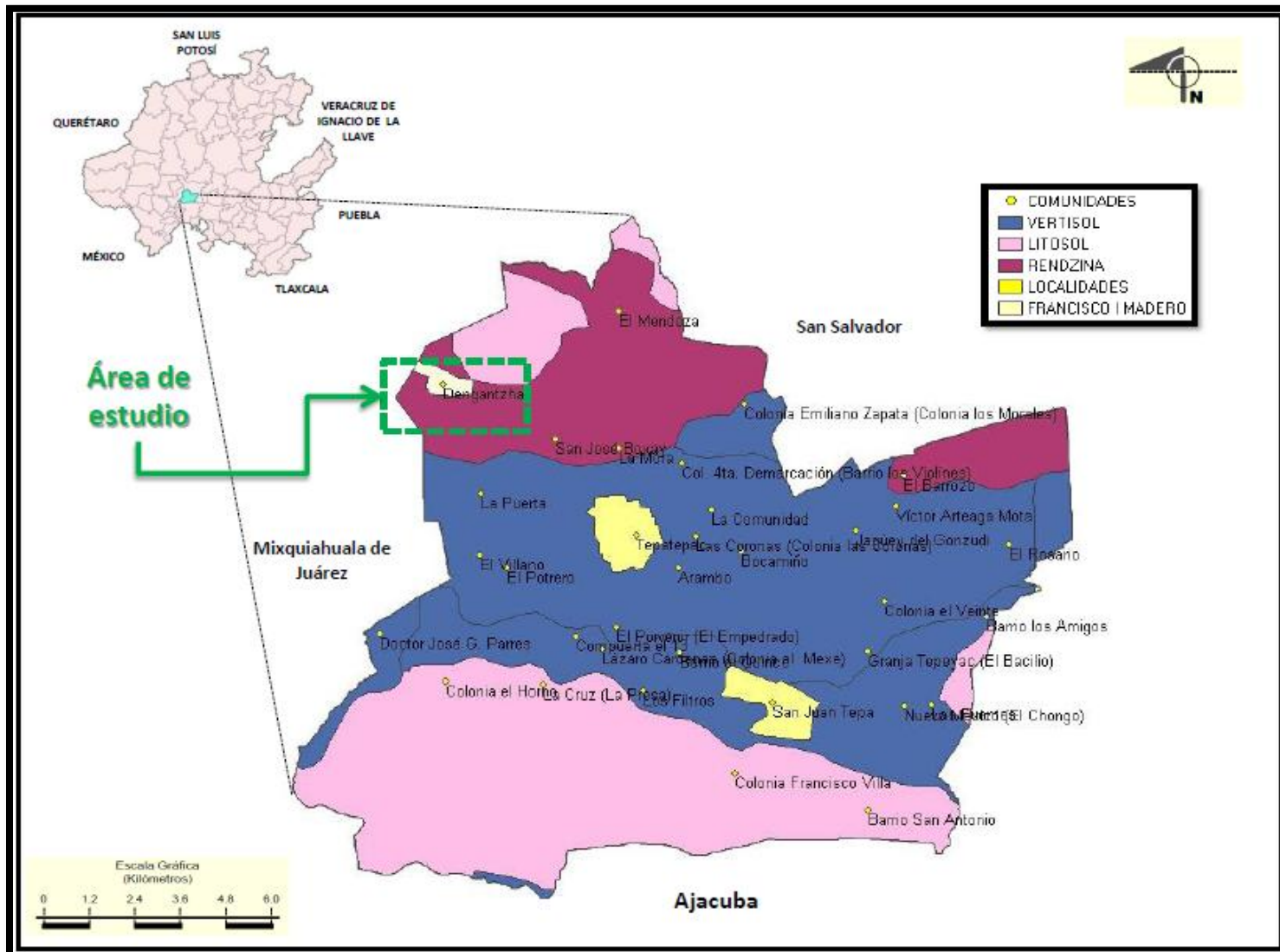


Figura VII.12. Mapa de Edafología en el municipio de Francisco I. Madero

Caracterización física-química-mineralógica del Cerro de Dengantzha: “Tierra de Colores”

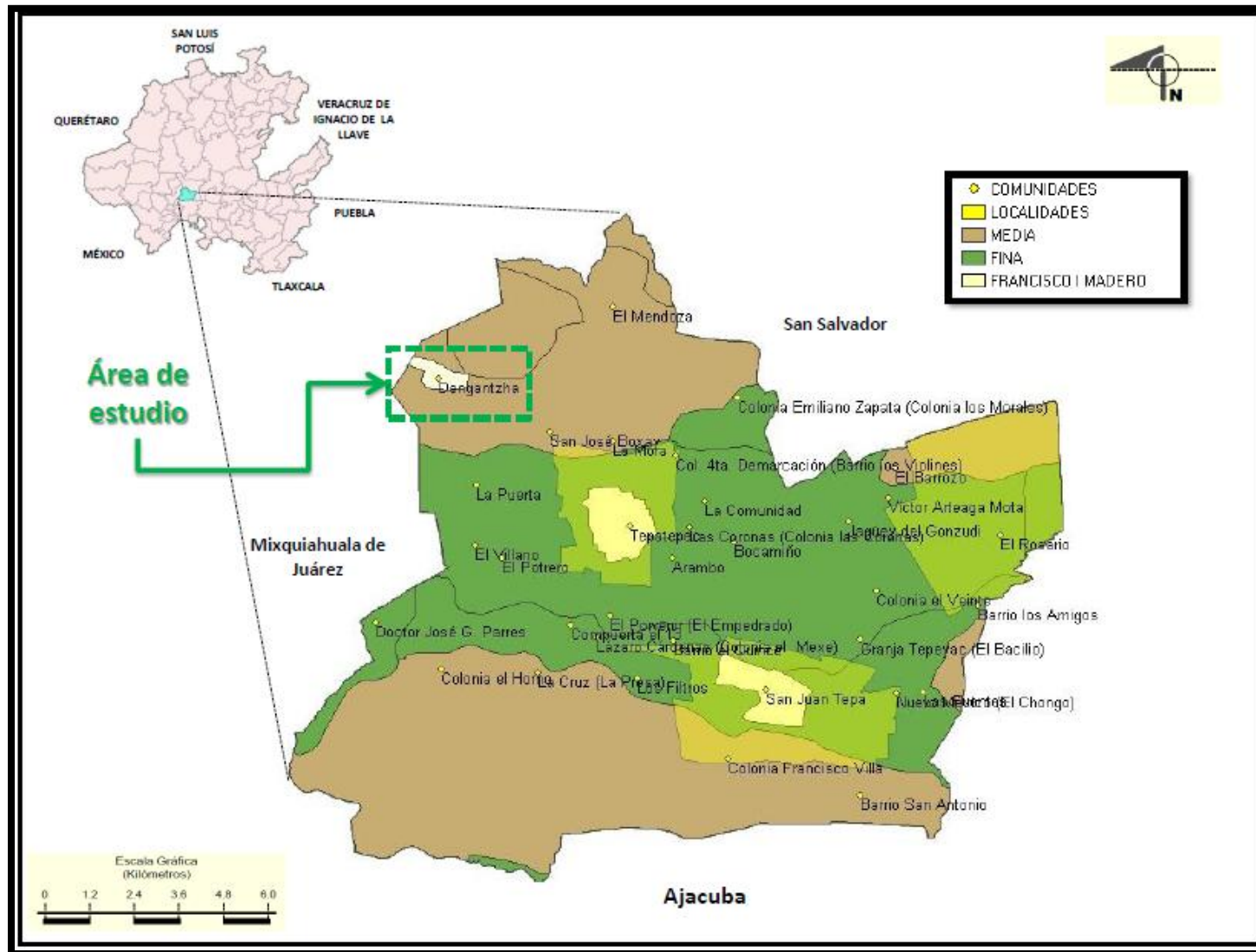


Figura VII.13. Mapa de Clase textural en el municipio de Francisco I. Madero

Caracterización física-química-mineralógica del Cerro de Dengantzha: “Tierra de Colores”

VII.5. Conclusiones

El uso combinado de tecnologías espaciales, mapeos analógicos y digitales, datos meteorológicos y visitas a campo, permitió la generación de información y mapeo de parámetros socioeconómicos y ambientales del municipio de Francisco I. Madero específicamente en el área de estudio, Denganthza.

Toda la información que pueda ser generada mediante estos procedimientos es de gran utilidad en la toma de decisiones en cuanto a las políticas y criterios ambientales generadas para el área de estudio y su conservación, uso y aprovechamiento en función al Ordenamiento Ecológico Territorial del área de estudio y el municipio.

VII.6. Bibliografía

- Marco Geoestadístico Nacional actualizado al XII Censo General de Población y Vivienda 2000.
- Marco Geoestadístico Nacional actualizado a los Censos Económicos 2004
- Marco Geoestadístico Nacional actualizado al II Conteo de Población y Vivienda, 2005.
- INEGI. 2007. Información Referenciada geoespacialmente Integrada en un Sistema (IRIS), Navegante geoestadístico. Versión 4.0.2 México
- INEGI, 2009. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática: Prontuario de Información Geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos: Francisco I. Madero, Hidalgo. Clave estadística 13023.
- IUSS Grupo de Trabajo WRB. 2007. Base Referencial Mundial del Recurso Suelo. Primera actualización 2007. Informes sobre Recursos Mundiales de Suelos No. 103. FAO, Roma.