



Universidad Autónoma de Querétaro
Facultad de Ingeniería
Maestría en Ciencias

ESTUDIO DE EXPANSIÓN DE SUELOS BASADO EN SU MINERALOGÍA

TESIS

Que como parte de los requisitos para obtener el grado de:

Maestro en Ciencias en Ingeniería

Presenta:

Adrián Guadalupe Minor Franco

Dirigido por:

Dra. en Ing. Teresa López Lara

SINODALES

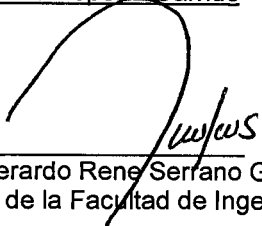
Dra. en Ing. Teresa López Lara
Presidente

Dr. en Ing. Juan Bosco Hernández Zaragoza
Secretario

Dra. en Ing. María de la Luz Pérez Rea
Vocal

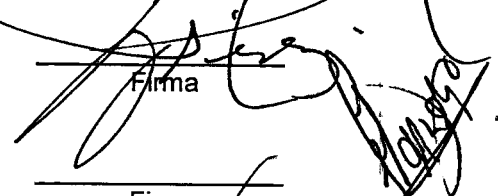
Dr. Alejandro Manzano Ramírez
Suplente

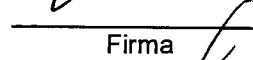
M. en I. José Alfredo Zepeda Garrido
Suplente


M. en I. Gerardo Rene Serrano Gutiérrez
Director de la Facultad de Ingeniería

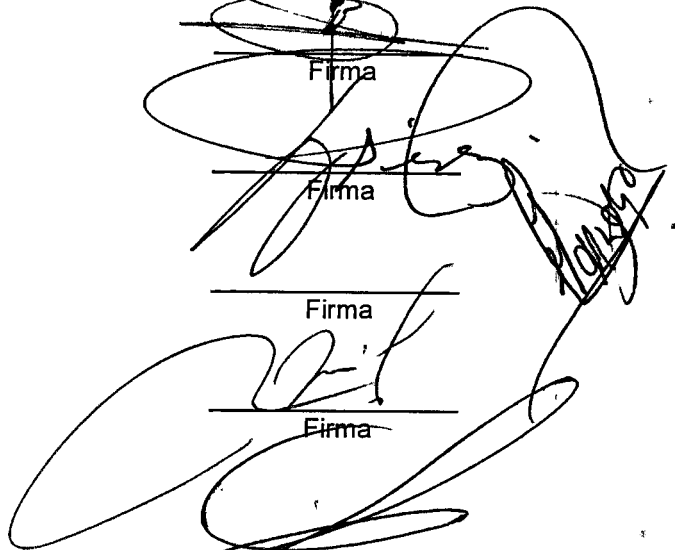

Firma


Firma


Firma


Firma


Firma


Dr. Sergio Quésada Aldana
Director de Investigación y Posgrado

Centro Universitario
Querétaro, Qro.
Junio, 2005
México

BIBLIOTECA CENTRAL
UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE QUERÉTARO

No. Adq. H70097

No. Título _____

Clas. TS

624.15136

M666e

E.1

...la especialidad que trata con el material que conjuga a dos de los cuatro elementos de la naturaleza que fascinaron a los hombres de antes y siguen fascinando a los hombres de hoy. La tierra y el agua.

Nabor Carrillo

RESUMEN

En zonas del centro de la República Mexicana existen suelos arcillosos superficiales, inestables volumetricamente. Se trata de arcillas tipo montmorilonita altamente expansivos, clasificados por los ingenieros civiles como arcillas de alta plasticidad. El comportamiento del cambio de volumen en las arcillas expansivas depende del ordenamiento espacial y de la mineralogía contenida en ellas. Es por eso que este trabajo estudia, de manera científica, la microestructura y mineralogía contenida en las arcillas para luego correlacionar, en la medida posible, las caracterizaciones obtenidas con el comportamiento final del suelo expansivo estudiado. Dentro del estudio experimental se incluye una evaluación de las propiedades índice, expansión, etc. En conjunto con la caracterización del suelo por medio de métodos como son: Difracción de Rayos X, Microscopía Electrónica de Barrido, así como la Dispersión de Energía adaptada al Microscopio Electrónico de Barrido y un análisis de pH.

(Palabras clave: montmorilonita, caracterización de arcillas, cerámicos, mineralogía de arcillas, arcillas expansivas, ordenamiento espacial, Difracción de Rayos X, Microscopía Electrónica de Barrido, pH)

ABSTRACT

In areas of the center of the Mexican Republic there is a superficial clay soil volumetric instability. It is clay of the montmorillonite type, which are highly expansible, that are classified by Civil engineers as high plasticity clays. The behavior of the change of volume in the expansible clays depends on the spatial assembly and on the mineralogy contained in them. It is for that reason that this work studies, in a scientific way, the micro structure and mineralogy contained in the clays, in order to correlate, in the possible measure, the characterizations obtained with the final behavior of the studied expansive soil. In the experimental study, an evaluation of the properties index, expansion, etc. is included. Together with the characterization of the soil by means of methods such as: X-Ray Diffraction, Scanning Electron Microscopy as well as the Dispersion of Energy adapted to the Scanning Electron Microscope and a pH analysis.

(Key words: montmorillonite, characterization of clays, ceramics, mineralogy of clays, expansible clays, spatial assembly, X-Ray Diffraction, Scanning Electron Microscopy, pH)

A mi padre y madre

A mi esposa

A mis hermanos

AGRADECIMIENTOS

A mis padres por los valores que me han inculcado y más.

A mi esposa por estar siempre a mi lado, su apoyo y paciencia.

A mis hermanos por estar siempre pendiente de la familia.

A la Universidad Autónoma de Querétaro por brindarme la oportunidad de realizar mis estudios de posgrado.

A la Dra. Teresa López Lara, asesora de este trabajo, por su tiempo y apoyo desinteresado para la revisión y tutoría durante la investigación.

A mis maestros, M. en I. J. Alfredo Zepeda G; Dr. Paul Garnica A; Dra. Ma. de la Luz Pérez R; Dra. Teresa López L; Dr. Alfredo Pérez G; M. en C. Darío Hurtado M; Dr. Eduardo Rojas G. y M. en I. Domingo. G. Valencia V; por sus excelentes cátedras en la especialidad de Mecánica de Suelos. Así mismo al Dr. J. Bosco Hernández Z. y a Dr. Jaime M. Horta R. por sus recomendaciones.

A mis compañeros, Antonio Guzmán V; J. Jesús Celedón T; J. Jesús Torres G. y Jorge Espitia V; el cual de una forma muy extraña trabajamos siempre juntos, así mismo; a Gonzalo J. Prado P. por permitirme compartir momentos juntos.

Al laboratorio de Mecánica de Suelos de la Facultad de Ingeniería de la U.A.Q, al laboratorio de CINVESTAV unidad Querétaro, y laboratorio de Mecánica de Suelos del Instituto de Ingeniería Civil de la U.A.N.L. por llevar a cabo las pruebas de esta investigación.

Al Dr. A. Manzano Ramírez, por su apoyo desinteresado de las instalaciones del CINVESTAV, así mismo agradezco a Martín Adelaido y a Eleazar Jurbina por su apoyo en el manejo de los aparatos de difracción y de microscopía.

Al Instituto de Ingeniería Civil de la U.A.N.L. por su apoyo económico desinteresado para mi formación de posgrado, por intervención del Ing. Rodolfo Acosta V. y el Ing. Esteban Ortega A; así mismo, del I.I.C. de la U.A.N.L. al Ing. I. Ernesto González G; Ing. Santiago Salazar S; Ing. J. Manuel Rojas R, Ing. J. Ignacio Rincón L; Ing. E. Vaquera G. y al Ing. Fariás Longoria, iniciadores por mi interés en el área de Mecánica de Suelos. Así como también al Director de la F.I.C.-U.A.N.L. Ing. Oscar Moreira F. y a Lic. Carlos Arizpe, Victoria Dueñes y Nadia Rodríguez.

A todas aquellas personas que intervinieron en la etapa de mis estudios de posgrado.

ÍNDICE GENERAL

	Página
Resumen	i
Abstract	ii
Dedicatorias	iii
Agradecimientos	iv
Índice general	v
Índice de tablas	viii
Índice de figuras	ix
Simbología	xii
I. INTRODUCCIÓN	1
I.1. Descripción del problema.	1
II.2. Antecedentes y justificación.	1
II.3. Objetivo e hipótesis.	2
II. ESTADO DEL ARTE	3
II.1. Distribución geográfica de los suelos expansivos	4
II.1.1. Geología-edaforología	8
II.2. El estado cristalino de la materia.	13
II.2.1. La estructura cristalina de la materia.	13
II.2.2. Familias de planos.	18
II.2.3. Monocristales y policristales.	20
II.2.4. La estructura de mosaico.	21
II.3. Mineralogía, ordenamiento espacial de las partículas y propiedades físico-químicas de las arcillas.	23
II.3.1. Conceptos fundamentales de mineralogía de arcillas. Clasificación. Estructura de las esmectitas.	23
II.3.1.1. Estructura de los minerales de la arcilla. Clasificación.	23
II.3.1.2. El grupo de las esmectitas.	27
II.3.1.3. Montmorillonita.	32
II.3.2. Propiedades físico-químicas de las arcillas.	34
II.3.2.1. La superficie específica.	34

II.3.2.2. La capacidad de intercambio cationico.	36
II.3.2.3. La capacidad de adsorción.	37
II.3.3. Interacciones físico químicas entre partículas.	37
II.3.3.1. La Doble Capa Eléctrica Difusa. (DCED).	37
II.3.3.2. Interacción entre partículas arcillosas.	39
II.3.3.3. Tipos de contactos entre partículas.	41
II.3.3.4. Ordenamiento espacial de las partículas y microestructura: floculación-dispersión.	42
II.3.3.5. Tipologías de micro ordenamiento espacial de partículas.	47
II.4. Método Röntgenográfico.	49
II.4.1 Obtención de un difractograma	52
II.4.2 Procedimiento de identificación mineralógica Mediante difracción de rayos X	54
II.5. Microscopía Electrónica de Barrido, (MEB).	58
III. METODOLOGÍA	64
III.1. Lugar de ejecución de la experimentación.	64
III.2. Trabajo de campo.	64
III.3. Obtención de muestra inalterada.	65
III.3.1. Muestreo	66
III.4. Localización de los suelos a estudiar.	67
III.5. Preparación de las muestras.	69
III.5.1. Preparación para XRD.	69
III.5.2. Tratamiento con etilen-glicol.	70
III.5.3. Obtención de los Difractogramas.	73
III.5.4. Preparación para MEB.	75
III.5.5. Plasticidad: Límites de Atterberg.	78
III.5.6. Compactación: Proctor estándar.	79
III.5.7. Procedimiento para su análisis de pH.	79
IV. RESULTADOS.	83
IV.1. Difracción de rayos X, método de polvos.	83
IV.2. Microscopio electrónico de barrido, (MEB).	91
IV.3. Propiedades índice de los suelos estudiados.	100

	Índice General
IV.4. Prueba de compactación PROCTOR.	101
IV.5. Microscopio electrónico de barrido con dispersión de energía.	102
IV.6. potencial de Hidrogeno, (pH).	108
V. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.	109
V.1. Conclusiones.	109
V.2. Recomendaciones.	115
REFERENCIAS.	117
ANEXO	121

INDICE DE TABLAS

Tabla	Página
II.1 Países que reportan presencia de suelos expansivos.	5
II.2 Descripción litológica del Estado de Querétaro.	12
II.3 Clasificación de los minerales de la arcilla.	27
II.4 Superficie específica.	36
IV.1 Propiedades índices de los suelos estudiados.	100
IV.2 Análisis cuantitativo de los elementos por medio del Microscopio electrónico con dispersión de energía.	102
IV.3 pH de los suelos estudiados.	108

INDICE DE FIGURAS

Figura	Página
II.1 Distribución de casos reportados de arcillas expansivas en el mundo (Zepeda, 1989).	5
II.2 Zonas potenciales de suelos expansivos en a República Mexicana (Zepeda, 1989).	8
II.3 Zonas de las provincias del Estado de Querétaro y las entidades que lo limitan.	9
II.4 Poliedro de cloro en vértices y cesio en el centro.	15
II.5 Poliedro de cloro y cesio, en ordenación repetida en las tres direcciones.	15
II.6 14 tipos de redes de Bravais.	17
II.7 Red espacial. Distintos grupos de planos paralelos.	19
II.8 Macrocristal o cristal gigante.	20
II.9 Policristal presentada en la naturaleza comúnmente.	21
II.10 Estructura de mosaico.	22
II.11 a) Tetraedro y capa tetraédrica b) Octaedro y capa octaédrica.	24
II.12 a) Lámina de tipo 1:1 ó T-O. b) Lámina de tipo 2:1 ó T-O-T (Mica).	25
II.13 Morfología fibrosa observada en los bordes de una esmectita.	26
II.14 Estructura cristalina de la montmorillonita.	29
II.15 Bentonita, el cubo pequeño en estado seco; el grande es el mismo cubo después de absorber agua.	30
II.16 Esquema de la doble capa eléctrica difusa donde a) los bordes presentan carga eléctrica positiva, b) los bordes presentan carga eléctrica negativa.	39
II.17 Relación entre fábrica y microestructura.	43
II.18 Esquema de estructura floclulenta.	45
II.19 Estructura dispersa.	46
II.20 Ordenamiento espacial tipo turbostrática o regular.	48
II.21 Ordenamiento espacial tipo laminar u orientada.	48
II.22 Ordenamiento espacial tipo panal de abeja.	48
II.23 Ordenamiento espacial tipo esqueletal.	49
II.24 Ordenamiento espacial tipo oolítica o nodular.	49
II.25 Método de reflexión de Bragg.	51
II.26 Esquema del ángulo de incidencia del rayo Röntgen.	52
II.27 (a) Esquema mostrando las distintas partes de un difractómetro (b) Ejemplo de difractograma de una muestra de polvo.	53
II.28 Difractograma de diatomita.	54

II.29 Metodología de identificación de un mineral.	56
II.30 Aplicación de la difracción de rayos X en la cuantificación de los minerales	57
II.31 Difractograma de un suelo natural (Montmorilonita)	57
II.32 Interacciones de un haz electrónico incidiendo en un sólido.	59
II.33 Diagrama del sistema de formación de imágenes en un microscopio electrónico de barrido.	62
II.34 Suelo reportado en un artículo de EJGE.	63
II.35 Esmectita al microscopio electrónico.	63
III.1 Obtención de muestra inalterada.	66
III.2 Ubicación del Fraccionamiento Jurica y Jardines del Valle dentro de la ciudad de Santiago de Querétaro.	68
III.3 Localización de la obtención de la muestra de Monterrey, N.L.	69
III.4 Humedecimiento de las muestras con etilen-glicol.	71
III.5 Colocación del material en el porta-muestras.	71
III.6 La muestra es esparcida en la cavidad del porta-muestras.	72
III.7 El material es enrasado en el porta-muestras.	72
III.8 Porta-muestras con material listo para análisis.	73
III.9 El porta-muestras es colocado en el Difractómetro para su observación mineralógica.	73
III.10 Análisis de la muestra en el programa de cómputo del Difractómetro.	74
III.11 Se corta una plantilla adhesiva para colocar la muestra.	76
III.12 Colocada la plantilla adhesiva, se separa el adhesivo superior para colocar la muestra.	76
III.13 El material es colocado en el porta-muestras y esparcido para su adherencia.	77
III.14 Los porta muestras son colocados en el microscopio.	77
III.15 Los porta-muestras colocados en el microscopio listo para su análisis.	78
III.16 Muestras listas para su análisis por dispersión de energía.	79
III.17 Escala de pH.	80
III.18 Proporcionamiento 1/5 en peso del suelo con el agua destilada.	81
III.19 Toma de lectura de la prueba de pH.	82
IV.1 Difractograma de suelo de Jurica, Qro. (JUQ01).	85
IV.2 Difractograma de suelo de Jurica, Qro + etilen glicol (JUQ01).	85
IV.3 Difractograma de suelo de Jurica, Qro (JUQ02).	86
IV.4 Difractograma de suelo de Jurica, Qro + etilen glicol (JUQ02).	86
IV.5 Difractograma de suelo de Jardines del Valle, Qro (JAV).	87
IV.6 Difractograma de suelo de Jardines del Valle, Qro + etilen glicol (JAV).	87
IV.7 Difractograma de suelo de Monterrey (SDM).	88
IV.8 Difractograma de suelo de Monterrey + etilen glicol (SDM).	88
IV.9 Difractograma de bentonita sódica (BENNA).	89
IV.10 Difractograma de bentonita sódica + etilen glicol (BENNA).	89

IV.11 Difractograma de bentonita cálcica (BENCA).	90
IV.12 Difractograma de bentonita cálcica + etilen glicol (BENCA).	90
IV.13 Micrografía del suelo de Jurica (JUQ01) a diferentes acercamientos.	94
IV.14 Micrografía del suelo de Jurica (JUQ02) a diferentes acercamientos.	95
IV.15 Micrografía de Jardines del Valle (JAV) a diferentes acercamientos.	96
IV.16 Micrografía del suelo de Monterrey (SDM) a diferentes acercamientos.	97
IV.17 Micrografía de bentonita sódica (BENNA) a diferentes acercamientos.	98
IV.18 Micrografía de bentonita cálcica (BENCA) a diferentes acercamientos.	99
IV.19 Gráfica de peso volumétrico Vs. % de agua	101
IV.20 Resultados de Dispersión de Energía de suelos de Jurica (JUQ01).	104
IV.21 Resultados de Dispersión de Energía de suelos de Jurica (JUQ01).	105
IV.22 Resultados de Dispersión de Energía de suelos de Jurica (JUQ02).	106
IV.23 Resultados de Dispersión de Energía de suelos de Jurica (JUQ02).	107

SIMBOLOGÍA

- μm = micra, (equivalente a 0.001 mm)
- Å = Angstrom (equivalente a 1×10^{-7} mm)
- CEC = Capacidad de intercambio catiónico, Columbios/g
- DCED = Doble Capa Eléctrica Difusa
- pH = Potencial de Hidrógeno
- MEB = Microscopio Electrónico de Barrido
- DRX = Difracción de rayos X
- STEM = Scanning Transmisión Electron Microscope
- SEM = Scanning Electron Microscope
- TRC = Tubo de rayos catódicos
- SUCS = Sistema Unificado de Clasificación de Suelos
- PCA = Pozo a Cielo Abierto
- JUQ01= Muestra número uno de Jurica, Querétaro, México.
- JUQ02= Muestra número dos de Jurica, Querétaro, México.
- JAV = Muestra tomada de Jardines del Valle, Querétaro, México.
- SDM = Muestra del Fraccionamiento seis de Marzo Monterrey, N. L., México.
- BENNA= Muestra de bentonita sódica
- BENCA= Muestra de bentonita cálcica

Capítulo I.- Introducción

1.1. DESCRIPCIÓN DEL PROBLEMA.

En la actualidad, la capacidad de expansión de un suelo se mide realizando propiedades físicas tales como ensayos de propiedades índices, de porcentajes de expansión, presión de expansión, entre otras; sin embargo este tipo de estudio no incluye comúnmente los constituyentes mineralógicos del suelo que son los que realmente determinan el comportamiento final del suelo, por lo anterior, esta investigación pretende proporcionar y complementar otros estudios de caracterización, con la finalidad de identificar la mineralogía responsable de los diferentes grados de expansión. Una vez que se tenga dicha información, también se tratará de relacionar en la medida posible el comportamiento con la mineralogía.

1.2. ANTECEDENTES Y JUSTIFICACIÓN.

En zonas del centro de la República Mexicana existen suelos arcillosos superficiales, inestables volumétricamente. Se trata de arcillas tipo montmorilonita y tipo illita altamente expansivos, clasificados por los ingenieros civiles como arcillas y limos de alta plasticidad.

Cuando se construye sobre estos suelos resultan ser suelos muy problemáticos, por su alta inestabilidad volumétrica. Tienen tendencia a expandirse o contraerse de una manera muy importante en presencia o en ausencia de agua, respectivamente. Generan fuertes presiones de expansión cuando se trata de impedir su hinchamiento. Producen una expansión importante si se aplica una presión pequeña.

En la ciudad de Querétaro, México, existen suelos expansivos en donde se han presentado diversos problemas en cuanto a construcción de casas de interés social que es donde se ubican fraccionamientos de cientos de casas sobre suelos expansivos; llegando a presentarse problemas con el tiempo en las épocas de seca y lluvia.

Estos suelos pueden ser comparados mineralógicamente entre ellos y con otros ya conocidos como la bentonita para obtener una relación en la medida posible entre el potencial de expansión y la mineralogía de dichos suelos, es por eso que este proyecto se dedicara a investigar el comportamiento de varios materiales en cuanto a su mineralogía se refiere y obtener un mejor entendimiento de la expansión medida con los diferentes parámetros en Mecánica de Suelos.

1.3. OBJETIVO e HIPOTESIS.

El objetivo principal es proporcionar estudios de caracterización de diferentes suelos expansivos con la finalidad de relacionar en la medida posible la capacidad de expansión del suelo medida en laboratorio con el tipo y proporción de mineral presente en la muestra.

Hipótesis.

La expansión del suelo esta relacionada con el tipo y proporción de mineral presente en ellos.

Capítulo II.- Estado del arte

Los minerales de arcilla son silicatos hidratados de aluminio. Se clasifican dentro del grupo de los filosilicatos, caracterizados por su estructura en capas. Existe una amplia gama de familias de minerales con propiedades físicas y químicas muy diversas, aunque la mayoría tiene en común hábitos con morfologías aplanadas y exfoliación perfecta entre láminas, como consecuencia de su estructura en capas.

El tamaño de los cristales, inferior a $2\mu\text{m}$; son los minerales más abundantes en la superficie de la tierra, formando parte de los suelos y de las rocas sedimentarias de grano fino.

La estructura de estos minerales esta constituida por dos tipos de capas unidas entre sí por oxígenos comunes, una formada por tetraedros que se enlazan con los tres oxígenos de los vértices basales, que tiene un espesor de 3Å , y otra formada por octaedros unidos entre sí por aristas comunes, cuyo espesor es de 4Å . El centro de los tetraedros esta ocupado por Si^{4+} sustituidos frecuentemente por Al^{3+} y esporádicamente por Fe^{3+} . El centro de los octaedros esta ocupado normalmente por Al^{3+} , Mg^{2+} , y Fe^{2+} , a veces por Fe^{3+} , Li^+ y otros elementos de transición. Para mantener la neutralidad eléctrica el Al^{3+} ocupa dos tercios de las posiciones octaédricas, mientras que el Mg^{2+} ocupa la totalidad, diferenciándose minerales dioctaédricos si contienen aluminio o trioctaédricos si contienen magnesio.

Los minerales de arcilla se diferencian en varios tipos en función del número de capas fundamentales de su estructura, distinguiéndose a su vez varias especies en algunos grupos de acuerdo con el grado de ordenamiento y tipo de las sustituciones isomórficas. (González de Vallejo, 2004).

Bajo el nombre de arcillas expansivas se incluyen aquellos suelos (es decir, con predominancia de partículas de tamaño inferior a 2 micras) cuya estructura mineralógica y fábrica (ordenamiento o disposición espacial de las partículas, al grupo de partículas, sus poros, discontinuidades y demás elementos presentes en el suelo) les permite absorber agua con un cambio de volumen importante. Las moléculas de agua penetran en la red cristalina, entre las cadenas de silicatos que están unidas por enlaces débiles, disminuyendo o anulando los mismos, pasando la red cristalina a ocupar un mayor volumen aparente, sin que se produzcan reacciones químicas. Si después cambian las condiciones (por ejemplo, por desecación continuada o por drenaje), esas moléculas de agua pueden salir de la red y producirse una disminución de volumen o retracción.

La capacidad de cambio de volumen de estos materiales viene condicionada, por lo tanto, por el contenido de arcilla y su mineralogía, su estructura y su ordenamiento espacial de las partículas. Es por eso que para la identificación de los minerales de arcilla, los métodos más utilizados son la difracción de Rayos X, el análisis térmico diferencial y la microscopía electrónica. (González de Vallejo, 2004).

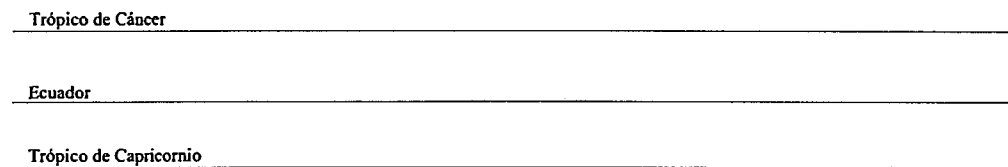
II.1. Distribución geográfica de los suelos expansivos.

Los suelos potencialmente expansivos se pueden encontrar en cualquier parte del mundo. En las naciones subdesarrolladas muchos de los problemas por suelos expansivos aún no han sido estudiados. Se puede esperar que conforme pase el tiempo se encontrarán más regiones con suelos expansivos, dependiendo del incremento en el número de construcciones. En la tabla II.1 se nombran los países en que se ha reportado la presencia de suelos expansivos. (Chen, 1975)

Tabla II.1.- Países que reportan presencia de suelos expansivos. (Chen, 1975)

Angola	Cuba	Israel	Mozambique
Argelia	Ecuador	Irak	Myanmar
Argentina	España	Irán	Perú
Australia	Etiopía	Kenia	Rusia
Brasil	EUA	Malaba	Sudáfrica
Canadá	Ghana	México	Turquía
Colombia	India	Marruecos	Venezuela

En la figura II.1 se indican las zonas potencialmente expansivas, que son limitadas por regiones semiáridas de las zonas de climas tropicales y templados.



Areas donde ocurren expansiones del suelo

Figura II.1.- Distribución de casos reportados de arcillas expansivas en el mundo (Zepeda, 1989).

Chen (1975) realiza una breve descripción del fenómeno de la expansión en diversos países del mundo. A continuación se presenta un resumen de las regiones en que se han reportado suelos expansivos:

- **Australia.** La ciudad que presenta mayores problemas por suelos expansivos es Adelaide, en el sur de Australia. Aunque el deterioro causado por los suelos expansivos es moderado, el daño causado por grietas en la cimentación es significativo.
- **Canadá.** La diversidad de climas y geología de Canadá produce una gran variedad de problemas en la cimentación. El occidente de Canadá presenta problemas fuertes de arcillas expansivas. El suelo en esta región generalmente es seco. En esta área de Canadá, comúnmente se usan sótanos con poca profundidad. Por lo que existen muchos casos en donde las presiones de expansión generadas por las arcillas expansivas causan daños a los muros perimetrales del sótano.
- **India.** Las tierras llamadas "de algodón negro" son una gran área (aproximadamente 518,000 km²), en el corazón de la India. Los suelos en esta zona se caracterizan por su gran dureza cuando se encuentran en estado seco y un gran potencial de expansión cuando se humedece.
- **Israel.** Los problemas de suelos expansivos existen en todo su territorio. Tiene una estación de invierno lluviosa y un verano seco y caliente. El suelo es principalmente aluvión, o se transporta aluvión que se origina de la intemperie del basalto o de la piedra caliza. El contenido de montmorilonita varía de un 40 a 80%.
- **Sudáfrica.** En Sudáfrica, los problemas de suelos expansivos han atraído la atención de los ingenieros desde 1950. En este país se publicó el primer Simposio de Arcillas Expansivas (1957).
- **España.** La mayoría de las formaciones arcillosas encontradas son de origen sedimentario, de alta plasticidad. En muchas partes de este país, el clima es árido y la evapotranspiración es mayor que la precipitación, resultando el fenómeno de expansión. En la provincia de Madrid, la mayor parte de los

suelos contienen arcillas montmorilonitas. Estos suelos alcanzan un límite líquido de 250%, aunque generalmente son de 80%. En la mayor parte del área metropolitana, las arcillas con alta plasticidad están cubiertas por una capa de sedimentos de arcillas arenosas, por lo que no presentan problemas de expansión.

- **Venezuela.** Los primeros reportes de expansión de arcillas en Venezuela tuvieron lugar en la Ciudad de Coro, donde muchos edificios sufrieron agrietamientos. Cerca de la ciudad se encuentran piedras calizas con propiedades expansivas. Algunos de estos suelos tienen presiones de expansión de 140 ton/m² y ocasionalmente arriba de 300 ton/m² (Chen, 1975).

En el caso de México, en las siguientes ciudades se ha reportado la presencia de suelos expansivos: Mexicali, Tijuana, Tuxtla Gutiérrez, Ciudad Juárez, Chihuahua, Durango, Celaya, Irapuato, León, Salamanca, Valle de Santiago, San Miguel Allende, Pénjamo, Chilpancingo, Tula, Morelia, Cuernavaca, Querétaro, Culiacán, Los Mochis, Ciudad Obregón, Hermosillo, Navojoa, Ciudad Victoria, Matamoros, Nuevo Laredo, Reynosa, y Soto la Marina. (Zepeda, 1989).

Basándose en la zonificación de los suelos expansivos de la República Mexicana, posiblemente muchas otras ciudades de nuestro país y/o lugares cercanos a ellas tendrán problemas por este tipo de suelo. La figura II.2 muestra las zonas afectadas por problemas de expansión de suelos.

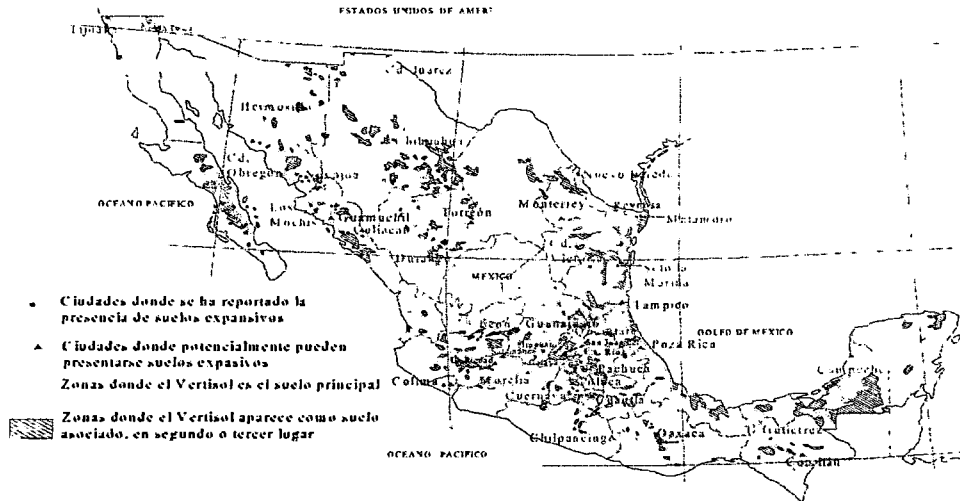


Figura II.2.- Zonas potenciales de suelos expansivos en la República Mexicana (Zepeda, 1989).

Aproximadamente un 12% de la superficie del país está cubierta por depósitos arcillosos potencialmente expansivos (Zepeda, 1989).

II.1.1 Geología-edafología.

Las características estructurales, litológicas y geomorfológicas de la provincia que conforman el estado de Querétaro - Sierra Madre Oriental, eje Neovolcánico y Mesa del Centro (Fig. II.3) - proporcionan índices necesarios para dilucidar los diferentes eventos geológicos que modelaron, a través del tiempo, el paisaje actual de la entidad. (Barrera Bucio, 1996).

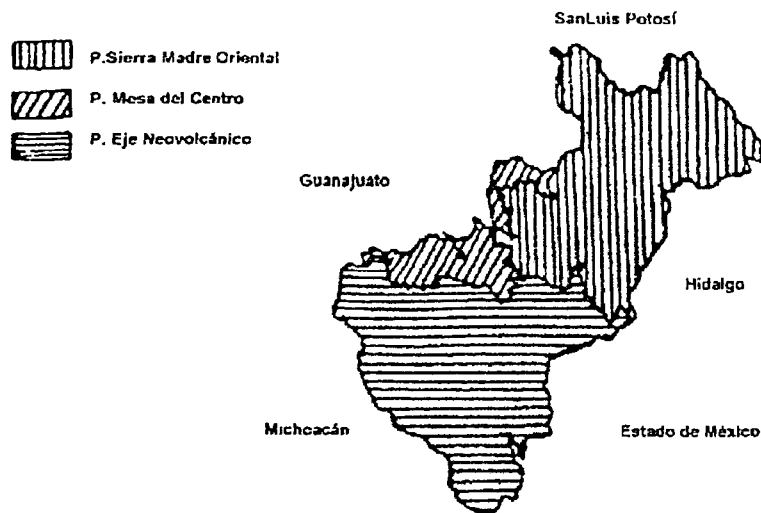


Figura II.3. Zonas de las provincias del Estado de Querétaro y las entidades que lo limitan (Barrera Bucio, 1996).

Entre los factores geológicos más importantes figuran los orogénicos (formadores de montañas), el vulcanismo, las deformaciones y rupturas por esfuerzo tectónicos compresivos y distintivos, y la erosión con sus diversos agentes.

- **Provincia Eje Neovolcánico.**

Esta provincia abarca gran porción del centro y sur de Querétaro. Está constituida litológicamente por rocas volcánicas del Terciario y Cuaternario - derrames lávicos, tabas y brechas volcánicas - y la morfología del paisaje está representada por diversos tipos de estructuras volcánicas (que por ser relativamente jóvenes están bien conservadas) como son: conos cineríticos, volcanes compuestos, flujos piroclásticos y extensos derrames lávicos de basalto con formas de mesetas y planicies.

La interacción entre los climas húmedos y la litología de rocas volcánicas se manifiesta mediante la presencia de suelos residuales *in-situ* de color rojizo, ya que la humedad altera profundamente a las rocas y produce la oxidación de los minerales de hierro que contienen. Las rocas más antiguas están representadas por estratos de calizas y lutitas alternadas, las cuales han quedado expuestas a la superficie debido a la erosión de las rocas que las cubrían y afloran al suroeste de Santa Rosa Jáuregui.

Las rocas ígneas extrusivas constituyen la mayor parte en la región, son de composición ácida, intermedia y básica; también existen depósitos lacustres integrados por lutitas, conglomerados y rocas volcanoclásticas. Las unidades rocosas más jóvenes son los basaltos y conglomerados del Cuaternario. De esta misma Era geológica datan los depósitos de suelos aluviales y residuales diseminados en la provincia.

Esta provincia está formada por cadenas montañosas de pendiente suave y llanuras que determinan la formación de distintos tipos de suelos; tal es el caso de los de origen residual en las sierras y los coluvio-aluviales en las llanuras. (Barrera Bucio, 1996).

- **Provincia Sierra Madre Oriental.**

Dentro de esta provincia queda comprendido más del 47 % del territorio queretano. Está constituida principalmente por rocas sedimentarias, en su mayoría marinas. En esta región afloran las rocas más antiguas de la entidad (las cuales pertenecen al Jurásico Superior) que están formadas por areniscas, interstratificaciones de lutita-arenisca y caliza-lutita. Algunas rocas ígneas del Terciario afloran en esta provincia y están representadas por tonalita, monzonita, granodiorita y diorita; también hay rocas ígneas extrusivas del Terciario (como andesitas, riolitas, basaltos y tobas) que cubren en forma discordante a las rocas sedimentarias. Los suelos aluviales son los más recientes y se distribuyen por toda la provincia como relleno de valles.

En esta región montañosa, a diferencia de las antes señaladas, los suelos se han derivado de rocas sedimentarias (fundamentalmente calizas, aunque también de algunas lutitas, areniscas y conglomerados, entre otras). Estas rocas han sido desagregadas y alteradas por factores - la acción del agua, la temperatura y otros elementos del clima - que generan la formación de suelos. La mayoría de los suelos que se han originado aquí son residuales, pues se encuentran en el sitio donde se formaron y sobreyacen directamente al material del cual proceden. Estos no tienen gran desarrollo, salvo en el caso donde la vegetación es boscosa y, por tanto, son poco profundos ya que lo abrupto del terreno facilita la pérdida de los fragmentos de roca y del material del suelo por acción de la gravedad. Sin embargo, hay algunas áreas, sobre todo en las estribaciones de las sierras, donde dichos materiales se acumulan y originan suelos coluviales. (Barrera Bucio, 1996).

- **Provincia Mesa del Centro.**

Esta provincia abarca sólo una pequeña zona de la parte centro-occidente de Querétaro. Está constituida por dominios de rocas ígneas extrusivas de tipo ácido, como riolitas y tobas riolíticas. Hay además afloramientos de rocas basálticas, superpuestas a las rocas ácidas, así como de rocas sedimentarias de ambiente continental. La morfología del paisaje de esta porción queretana está caracterizada por una serie de extensas mesetas piroclásticas y domos riolíticos que rara vez se encuentran cubiertos por derrames de basaltos. Las calizas son las rocas más antiguas que afloran en esta provincia.

Los suelos de esta subprovincia, al igual que los del Eje Neovolcánico, son similares tanto en su proceso de formación como en su origen. La mayor parte de ellos se han formado del material que los subyace -origen residual-, otros han sido consecuencia del arrastre de material de las partes altas a las bajas por la acción de la gravedad -origen coluvial- y una mínima porción fueron depositados por corrientes de agua (origen aluvial). El material de origen que conforma este suelo

es de rocas ígneas ácidas, como riolitas y tobas ricas en cuarzo; de rocas básicas, como los basaltos, y de conglomerados.

En la tabla II.2 se destaca la descripción litológica del Estado de Querétaro comprendiendo las tres Provincias en las cuales se divide la superficie de la entidad. (Barrera Bucio, 1996).

Tabla II.2 Descripción litológica del Estado de Querétaro. (Barrera Bucio, 1996).

Rocas Igneas intrusivas	Rocas Igneas Extrusivas	Rocas Volcanosedimentarias	Suelos	Unidades Estratigráficas Rocas Sedimentarias
Tonalita	Andesita	Volcanoclástico	Residual	Arenisca
Monzonita	Latita		Aluvial	Lutita-Arenisca
Granodiorita	Toba ácida			Caliza-Lutita
Diorita	Brecha volcánica			Caliza
	Riolita			Caliza-Lutita
	Riolita-toba ácida			Lutita-Arenisca
	Toba básica			Conglomerado
	Basalto			Lutita
	Basalto-brecha volcánica básica			
	Toba básica-brecha volcánica básica			
	Brecha volcánica básica			

Wesley (1974) utilizó los términos Latosol y Andosol para designar dos grupos de suelos en Indonesia; también Lhones y Tuncer (1977) utilizaron el término Andosol para la descripción de suelos de cenizas volcánicas en Hawaii. Los tipos de suelos residuales que más se distinguen son los Vertisoles, Andosoles, Ferrasoles y Latosoles. (Barrera Bucio, 1996).

En el estado de Querétaro encontramos Vertisoles, Litosoles y Feozen. En la Provincia Eje Neovolcánico encontramos vertisoles, litosoles y feozem. En la

provincia de la Sierra Madre Oriental, los suelos que cubren una mayor parte son los litosoles y se encuentran distribuidos en las partes más altas de la sierra. En la Provincia de la Mesa del Centro, se contemplan suelos vertisoles, feozem y litosoles. La descripción de los suelos mencionados es la siguiente:

- **Vertisoles** (literalmente, suelo que se revuelve, que se volteo): son suelos que se presentan en climas templados y cálidos, en zonas en las que hay una marcada estación seca y otra lluviosa.
- **Andosoles** (literalmente, tierra negra): son suelos que se encuentran en aquellas áreas donde ha habido actividad volcánica reciente, puesto que se originan a partir de cenizas volcánicas.
- **Ferrasoles** (literalmente, suelo de hierro y aluminio): son suelos que se presentan típicamente en zonas tropicales muy cálidas y lluviosas.
- **Feozems** (literalmente, tierra parda): son suelos que se encuentran en varias condiciones climáticas, desde zonas semiáridas, hasta templadas ó tropicales muy lluviosas.
- **Litosoles** (literalmente, suelo de piedra): son suelos que se encuentran en todos los climas y con muy diversos tipos de vegetación. (Barrera Bucio, 1996).

II.2. EL ESTADO CRISTALINO DE LA MATERIA.

II.2.1. LA ESTRUCTURA CRISTALINA DE LA MATERIA.

La simple observación visual de numerosas sustancias naturales puso de manifiesto, hace muchísimos años, que los átomos de que estaban compuestas se hallaban ordenados con arreglo a determinadas leyes físicas. En efecto, materias como el cuarzo, la sal común, la calcita y otras, presentan formas

rigurosamente geométricas, lo que indica que sus átomos constituyentes se disponen en el espacio formando estructuras determinadas. Pero, sin duda, lo más sugestivo de estas agrupaciones atómicas es la presencia de caras planas, que forman entre sí ángulos característicos de cada compuesto químico.

Observaciones más agudas lograron descubrir que la forma geométrica de estos conjuntos de átomos, que podríamos llamar "macrocristales", no era siempre la misma, ya que las caras de los poliedros podían desarrollarse, en mayor o menor grado, según las condiciones reinantes. Sin embargo, se comprobó que los ángulos formados por las caras, sí eran siempre los mismos en todas las muestras de cada sustancia examinada. Esta constancia de los ángulos condujo a estudios minuciosos cuya sola enumeración nos haría entrar en el campo de la cristalografía y de la cristalografía química, apartándonos de la finalidad primordial de este trabajo.

Si elegimos un compuesto químico sencillo, de carácter iónico, tal como el cloruro de cesio, por ejemplo (ClCs), veremos que sus átomos ionizados constituyentes, el cloro (Cl^-) y el cesio (Cs^+), se agrupan en un espacio tridimensional, ajustándose a un patrón impuesto por la naturaleza a través de sus leyes físico-químicas. Estos iones de cloro y cesio podrían adoptar un gran número de posiciones relativas, pero las leyes antes citadas hacen que una de aquéllas sea la más estable, precisamente la que posee mínima energía potencial. La configuración del cloruro de cesio estará, pues, caracterizada por las dos circunstancias siguientes:

1. Los iones se organizan en una red espacial de forma perfectamente determinada. En el caso que nos ocupa, esta red o agrupamiento de átomos es cúbica o regular, como se ha podido demostrar por estudios cristalográficos. Los iones de cloro se sitúan en los ocho vértices de un cubo, ocupando el cesio el centro de dicho poliedro, como indica la figura II.4. Naturalmente, esta ordenación se repite en las tres direcciones del espacio, originando una estructura como la representada por la figura II.5.

2. Las distancias entre los átomos de cesio son siempre constantes, cualquiera que sea la muestra tomada, y su valor es de 4.112 angstroms (1 angstrom = $1 \text{ \AA} = 10^{-8} \text{ cm.}$). (Alonso, 1966).

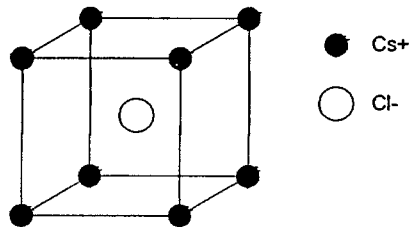


Figura II.4. Poliedro de cloro en vértices y cesio en el centro.

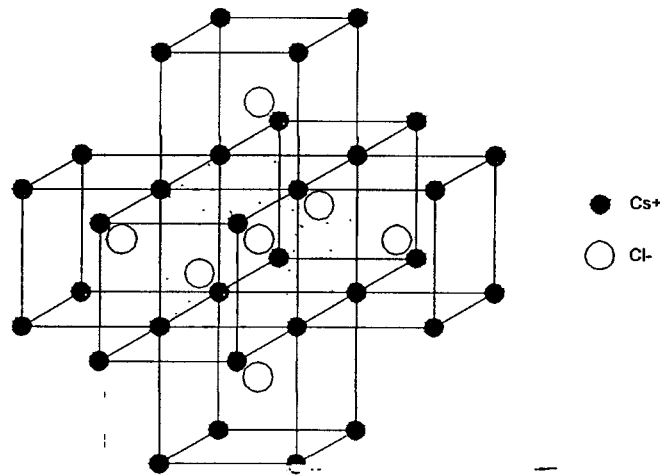


Figura II.5. Poliedro de cloro y cesio, en ordenación repetida en las tres direcciones.

La estructura descrita es una de las más sencillas y se denomina "de cubo centrado". Como se ve, cada ión cloro está rodeado por ocho iones cesio, y también cada cesio es el centro de un cubo cuyos vértices están ocupados por cloros.

Otro tipo de estructura cúbica es la "centrada en las caras"; en este caso, el cubo elemental posee átomos en los ocho vértices y en los centros de las seis caras. De esta forma cristalizan el cloruro sódico y el cloruro potásico, entre otros.

La estructura cúbica simple es muy rara, siendo el polonio el único elemento conocido que cristaliza de esta forma.

El conjunto de átomos así dispuestos constituye lo que se denomina una "red espacial". El número mínimo de átomos necesario para dar idea de dicha red es lo que se llama "celdilla unitaria" de un cristal. Estas celdillas quedan definidas mediante dos parámetros: la longitud de sus aristas y los ángulos formados por las mismas.

Pero no todas las sustancias cristalinas agrupan sus átomos o iones con arreglo a patrones tan sencillos como el de las redes cúbicas. En efecto, la cristalografía nos dice que existen 14 tipos distintos de redes espaciales, incluidas dentro de seis sistemas cristalinos. En la *figura II.6.* se representan, de izquierda a derecha y de arriba abajo los 14 tipos indicados de redes de Bravais. Sus simetrías son las siguientes: tres cúbicas, a, b, c (centrada en las caras, centrada y simple); dos tetragonales, d, e (centrada y simple); una romboédrica, f; una hexagonal, g; cuatro ortorrómbicas, h, i, j, k (centrada en las seis caras, centrada, centrada en las dos caras básicas y simple); dos monoclinicas, l, m (centrada en las dos caras básicas y simple); una triclinica, n. (Alonso, 1966).

Fácilmente se comprende que los cálculos en cristales pertenecientes a diferentes sistemas cristalográficos se irán complicando más y más a medida que vayan siendo éstos menos simples.

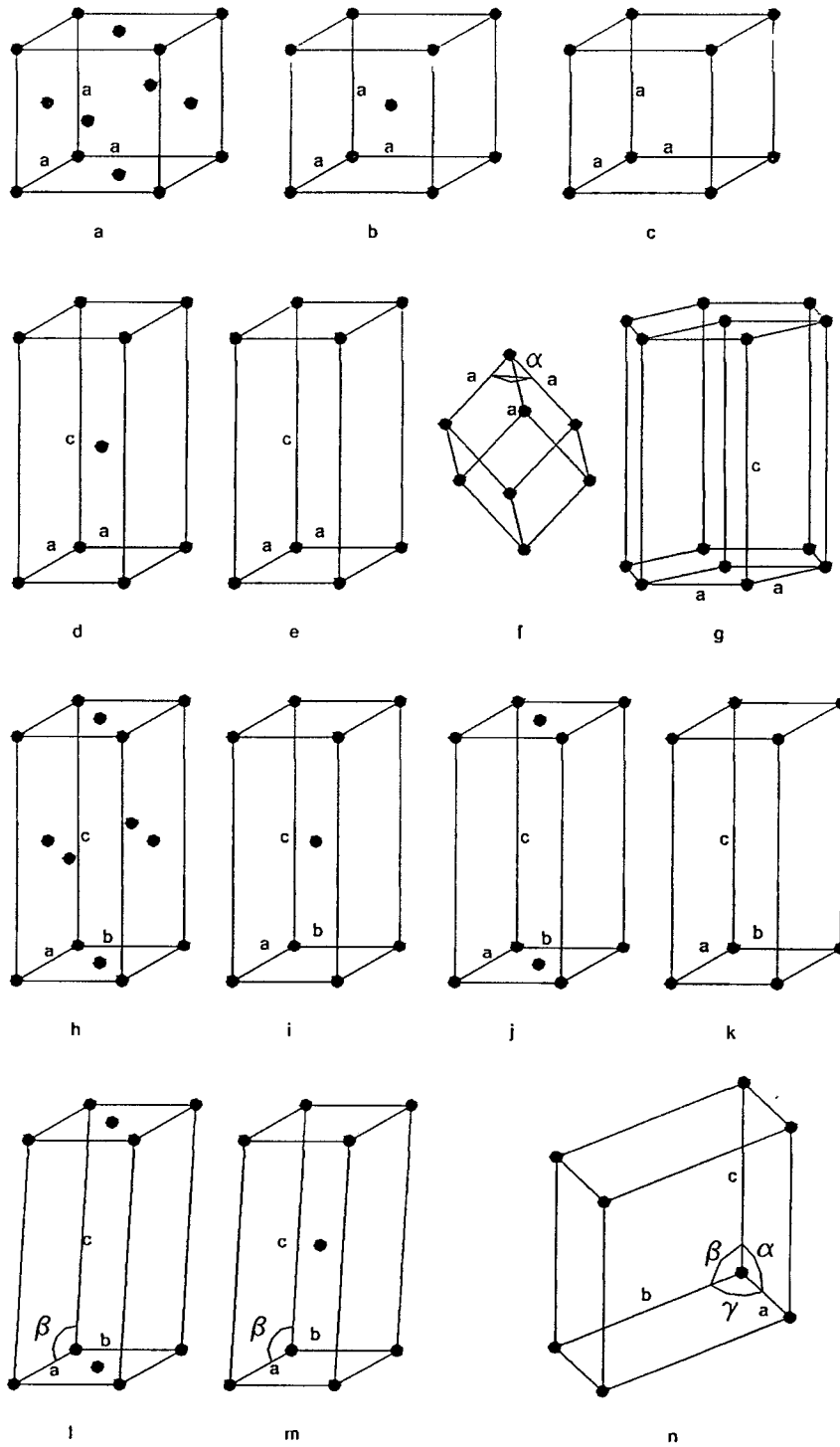


Figura II.6. 14 tipos de redes de Bravais.

II.2.2. FAMILIAS DE PLANOS.

Prescindiendo de más consideraciones cristalográficas, y dada la naturaleza elemental de esta publicación; nos fijaremos en el detalle de los cristales que más nos va a interesar en el estudio de la difracción; Sus familias de planos. Para facilitar la comprensión de lo que vamos a explicar, supongamos un conjunto de átomos ordenados en una red espacial, como los de la *figura II.7*. En ella vemos cinco grupos o familias de planos paralelos, distintos, según el criterio seguido al unir los puntos o átomos. Las distancias entre los planos de cada familia se denominan "distancias reticulares", y se suelen representar por la letra "d", siendo su unidad de medida el "angstrom", ya definido, o la unidad X ($1 \text{ X} = 10^{-8} \text{ cm.}$).

Dado un compuesto químico sencillo, de fórmula A B, por ejemplo, vemos que las características más acusadas de la red espacial, constituida por átomos o iones A y B, son las siguientes:

1. La forma geométrica en que se agrupan ambos átomos (sistema y simetría cristalinos).
2. La distancia a que se sitúan, en el cristal normal, los elementos A y B (distancia reticular).

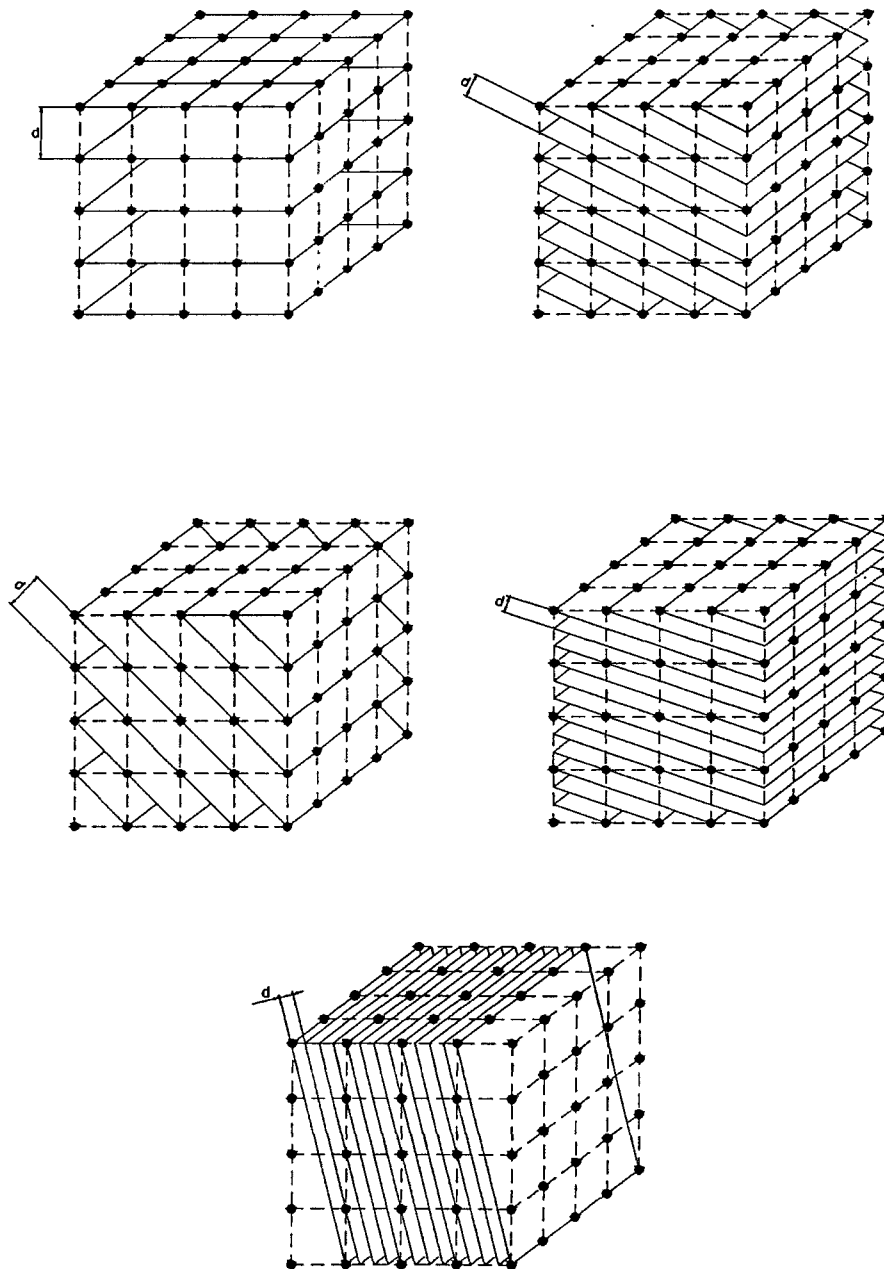


Figura II.7. Red espacial. Distintos grupos de planos paralelos

II.2.3. MONOCRISTALES Y POLICRISTALES.

Si imaginamos que una celdilla elemental, cúbica, tal como la del cloruro de potasio (ClK), desarrolla sus seis caras de tal forma que todas crezcan paralelamente a si mismas, hasta llegar a adquirir dimensiones macroscópicas (un cubo de 1 cm. de arista. por ejemplo), tendremos lo que se llama un cristal único o monocristal. Esto equivale a suponer que el cubo elemental se ha repetido en las tres direcciones del espacio, hasta dar un "macrocristal" o cristal gigante, conservando el valor de las distancias reticulares (figura II.8.).

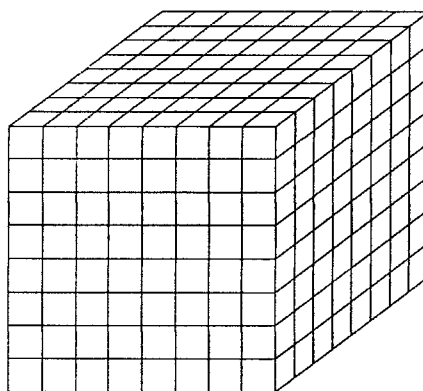


Figura II.8. Macrocristal o cristal gigante

Si, por el contrario, suponemos que el crecimiento de las caras se verifica simultáneamente partiendo de un gran número de cubos elementales, desordenados al azar, o bien que el cubo del macrocristal anteriormente obtenido se muele, reduciéndolo a fragmentos muy pequeños, y el conjunto se mezcla de modo concienzudo, tendremos una agrupación de cristales o policristal. Esta es la forma en que las sustancias cristalizadas se presentan en la naturaleza comúnmente (figura II.9). Aunque tallásemos un cubo de un bloque de cloruro de potasio ClK, no obtendríamos un monocristal, ya que la simetría cúbica sería sólo aparente. (Alonso, 1966).

En el primer caso, una aguja que punzase una cara, con un ángulo de incidencia dado, perforaría un haz de planos paralelos hasta salir por la cara opuesta. En el segundo, la aguja encontraría en su camino cristales orientados en todas las formas imaginables. *Esta imagen nos servirá para comprender el método de DEBYE-SCHERRER, que estudiaremos más adelante en el fenómeno de la difracción de rayos X en los materiales cristalinos.*

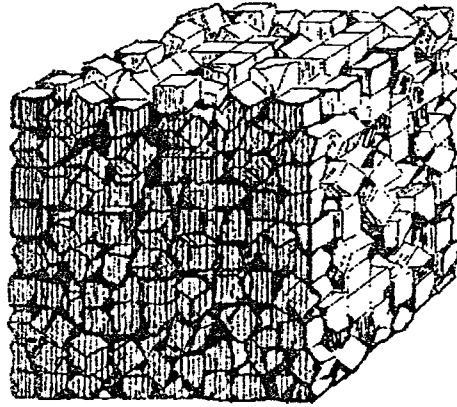


Figura II.9. Policristal presentada en la naturaleza comúnmente.

II.2.4. LA ESTRUCTURA DE MOSAICO.

El tipo de monocristal descrito es lo que se denomina un "cristal perfecto" y no pasa de ser una imagen teórica. En la realidad, los monocristales no se ajustan exactamente a estos modelos geométricos, sino que presentan ciertas imperfecciones. En un cristal de cloruro sódico, por ejemplo, ocurre que los cubos elementales de que hemos hablado se agrupan en sistemas complejos "perfectos", de muy pequeño tamaño, llamados "cristalitos" o "subgranos". Estos, a su vez, se reúnen originando los conocidos monocristales, pero sufriendo un cierto grado de desorientación, esto es, perdiendo el paralelismo de sus caras.

Esta agrupación de subgranos limitados por líneas que forman entre sí ángulos muy pequeños (de algunos minutos de arco), se denomina "estructura de mosaico". Repetimos que los átomos de cada subgrano constituyen cristales ideales, perdiéndose esta perfección al acoplarse los subgranos entre sí. La figura II.10. representa, de modo exagerado, y en un plano, la estructura de mosaico descrita.

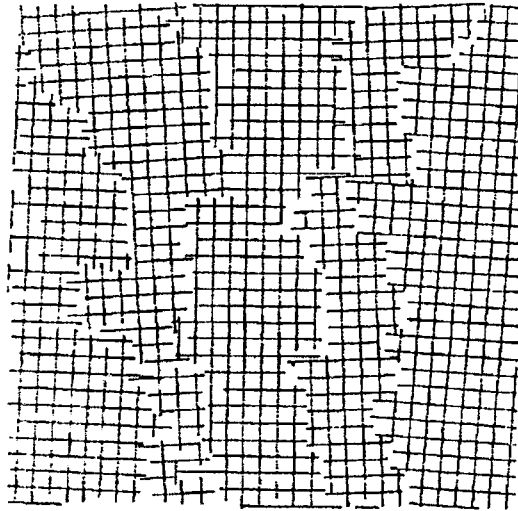


Figura II.10. Estructura de mosaico.

Las dimensiones de estos subgranos son, como hemos apuntado, extraordinariamente pequeñas, variando entre los 1.000 Y los 10.000 diámetros atómicos.

Esta peculiaridad de los monocristales ha permitido explicar a los científicos por qué las intensidades de los rayos X difractados en los cristales reales son siempre considerablemente superiores a las calculadas considerando a aquéllos como ideales. (Alonso, 1966).

II.3 MINEROLOGÍA, ORDENAMIENTO ESPACIAL DE LAS PARTÍCULAS Y PROPIEDADES FÍSICO-QUÍMICAS DE LAS ARCILLAS

Los minerales de arcilla son silicatos hidratados de aluminio. Se clasifican dentro del grupo de los filosilicatos, caracterizados por su estructura en capas. Las propiedades físico-químicas de los minerales de la arcilla se relacionan con los procesos de intercambio en la región interlaminar, y con el tamaño de los cristales y agregados.

II.3.1. CONCEPTOS FUNDAMENTALES DE MINERALOGÍA DE ARCILLAS. CLASIFICACIÓN. ESTRUCTURA DE LAS ESMECTITAS

II.3.1.1. Estructura de los minerales de la arcilla. Clasificación.

Ante todo conviene insistir en una afirmación ya asentada: un suelo nunca es un mero agregado desprovisto de organización; antes al contrario, sus partículas se disponen siempre en forma organizada, siguiendo algunas leyes fijas y según la acción de fuerzas naturales susceptibles de análisis.

En los suelos formados por partículas relativamente grandes (gravas y arenas) las fuerzas que intervienen para formar la estructura son bastante bien conocidas y sus efectos son relativamente simples de calificar; por ello, prácticamente no hay discusión respecto al mecanismo de estructuración que, por otra parte, es verificable a simple vista. Por el contrario, en los suelos formados por partículas muy pequeñas (limos y arcillas), las fuerzas que intervienen en los procesos de estructuración son de un carácter mucho más complejo y las estructuras resultantes son sólo parcialmente verificables por métodos indirectos, relativamente complicados y aun en plena etapa de desarrollo. Todo ello hace que los mecanismos de estructuración y aun las mismas estructuras resultantes sean, de estos suelos, materia de hipótesis. (Juárez Badillo, 1974).

Las unidades estructurales más pequeñas que definen la red cristalina de los minerales arcillosos son dos: el tetraedro y el octaedro (Figura II.11). Los tetraedros presentan en sus cuatro vértices, átomos de oxígeno y alojan generalmente en el centro un átomo de silicio. Éstos se unen compartiendo los tres oxígenos de la base del tetraedro (oxígenos basales), de manera que forman una capa continua denominada capa tetraédrica. Los octaedros están definidos por seis iones hidroxilo rodeando a un átomo de aluminio o magnesio principalmente. En menor proporción, estos octaedros también pueden alojar Fe^{3+} o Fe^{2+} y, más raramente, Li^+ , Mn^{2+} , Cr^{2+} , Ni^{2+} , Cu^{2+} o Zn^{2+} . A su vez, estos octaedros se unen compartiendo algunas de sus aristas para formar una capa continua octaédrica.

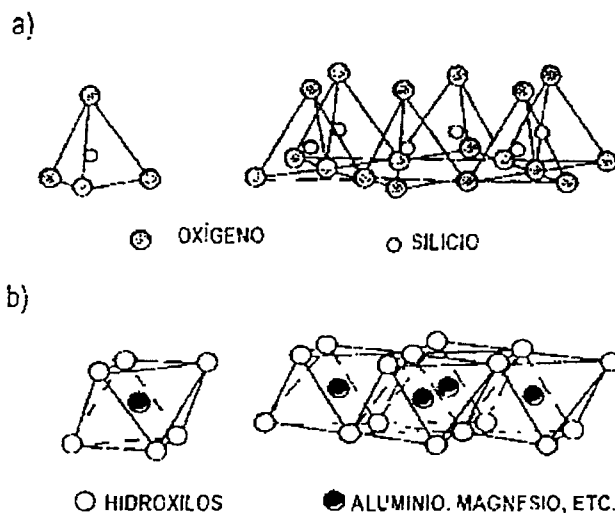


Figura II.11 a) Tetraedro y capa tetraédrica b) Octaedro y capa octaédrica.

Las arcillas son filosilicatos y como tales, su estructura se basa en el apilamiento de capas de coordinación tetraédrica con capas de coordinación octaédrica. Los oxígenos tetraédricos que no son compartidos con otros tetraedros (oxígenos apicales) forman parte de los octaedros adyacentes uniéndose así estructuralmente ambas capas (Figura II.12). Por ello, la capa octaédrica presenta en sus bordes los oxígenos apicales que comparte con la capa tetraédrica más algunos grupos hidroxilo.

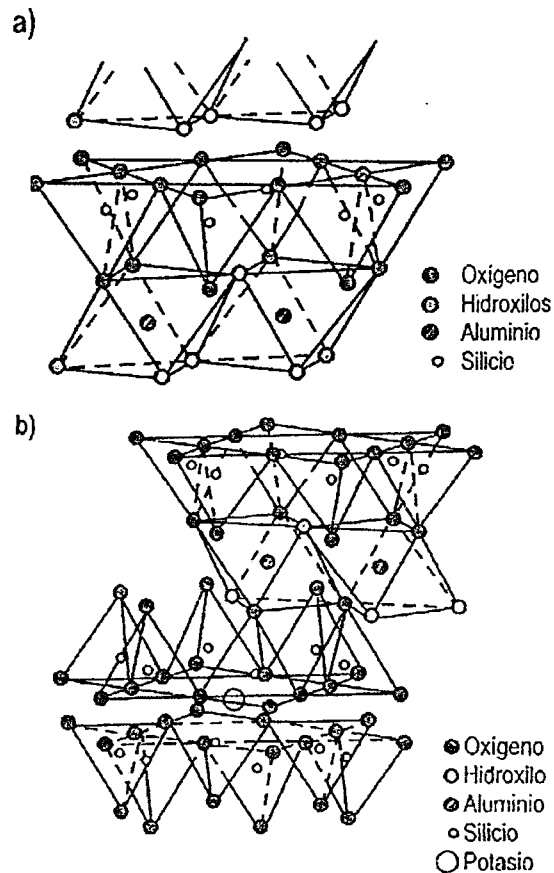


Figura II.12. a) Lámina de tipo 1:1 ó T-O. b) Lámina de tipo 2:1 ó T-O-T (Mica).

La clasificación de las arcillas se basa en la forma en que las capas tetraédrica y octaédrica se unen para formar una lámina. De esta forma, existe el grupo de arcillas de estructura 1:1 (T-O) donde la unidad estructural consiste en una capa tetraédrica unida a una capa octaédrica. Por otro lado, el grupo de arcillas de estructura 2:1 (T-O-T) se basa en el apilamiento de dos capas tetraédricas rodeando una capa octaédrica. En la figura II.12 se muestra una lámina de tipo 1:1 Y otra de tipo 2:1.

Si todos los huecos octaédricos están ocupados, la lámina se denomina trioctaédrica (siendo el Mg^{2+} el catión dominante en la capa octaédrica). Si, por el contrario, sólo dos tercios de las posiciones octaédricas están ocupadas y el tercio

restante está vacante, la lámina se denomina dioctaédrica (siendo el Al^{3+} el catión octaédrico dominante).

Además, en algunos filosilicatos (arcillas esmécticas, el cual es una subclase de los silicatos), las láminas no son eléctricamente neutras debido a sustituciones de unos cationes por otros de distinta carga (sustituciones isomórficas) o presencia de defectos en la red cristalina. El exceso de carga generado se compensa mediante la presencia de cationes en el espacio interlaminar (espacio existente entre dos láminas consecutivas). Estos cationes interlaminares pueden ser aislados e individuales (grupo de las micas) o pueden estar hidratados (grupo de las esmectitas, cloritas hinchables, vermiculitas). Los cationes interlaminares más frecuentes son: Na^+ , K^+ , Mg^{2+} y Ca^{2+} . Un caso especial es el grupo de las cloritas, en el cual el espacio interlaminar es ocupado por una capa octaédrica completa. A este grupo se le denomina T-O-T-O ó 2:1;1.

También son arcillas la sepiolita y la paligorskita, a pesar de presentar diferencias estructurales con el resto de los filosilicatos. Estructuralmente, estos minerales están formados por láminas discontinuas T-O-T. A diferencia del resto de los filosilicatos, que son laminares, éstos muestran hábito fibroso, que son probablemente formadas mediante el rizado de las partículas laminares como se puede apreciar en la figura II.13.



Figura II.13. Morfología fibrosa observada en los bordes de una esmectita. (De Santiago, 1997).

En la Tabla II.3. se muestra esquemáticamente una clasificación de los grupos de minerales de la arcilla existentes en función del carácter dioctaédrico o trioctaédrico y de su estructura laminar. (De Santiago, 1997).

Tabla II.3. Clasificación de los minerales de la arcilla. (De Santiago, 1997).

Lámina	Dioctaédricos		Trioctaédricos	
T-O (1:1)	CANDITAS Hallosita	Caolinitas Nacrita Dickita	SERPENTINAS	Antigorita Crisotilo Lizardita Bertierina
T-O-T (2:1)	Pirofillita ESMECITAS Vermiculitas Ilitas Micas	Montmorillonitas Beidelita Nontronita Moscovita Paragonita	Talco ESMECITAS Vermiculitas Ilitas Micas	Saponita Hectorita Estevenista Biotita Flogopita
T-O-T-O (2:1:1)	CLORITAS			
FIBROSOS (Rizado de las partículas laminares)	Palagorskita		Sepiolita	

A continuación hablaremos del grupo de las esmectitas debido a que los suelos que corresponden a esta investigación contienen algunos minerales de estos.

II.3.1.2. El grupo de las esmectitas

Las esmectitas son filosilicatos con estructura 2:1, y como tales su unidad estructural básica está formada por una capa octaédrica entre dos tetraédricas unidas fuertemente por enlace covalente. La característica más importante de este grupo de minerales es el hecho de que la unidad estructural o lámina T-O-T no es

eléctricamente neutra. El origen de esta carga laminar puede tener diversas causas: sustituciones isomórficas o defectos dentro de la estructura, enlaces insaturados en los bordes y superficies externas y disociación de los grupos hidroxilo accesibles.

De todas ellas, las sustituciones isomórficas -tanto tetraédricas como octaédricas- de cationes por otros con valencias diferentes son, sin lugar a dudas, la causa más importante de generación de carga eléctrica en la lámina. Esta oscila entre 0.2 y 0.6 para una fórmula unidad con $O_{10}(OH)_2$. Para compensar la carga negativa resultante, las láminas se encuentran separadas por cationes débilmente hidratados (fundamentalmente Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ y K^+) a los que atrapan fuertemente mediante fuerzas electrostáticas.

La existencia de esta carga laminar, así como la presencia de estos cationes débilmente hidratados en el espacio interlaminar, favorece la penetración de fluidos y/o moléculas en el mismo, que produce como consecuencia una separación de las láminas, aumentando así la distancia interlaminar y por tanto el espaciado basal del mineral. Este fenómeno, conocido como hinchamiento intracristalino, es la propiedad característica del grupo de las esmectitas. (De Santiago, 1997).

Entre los minerales del grupo de la montmorillonita, lo mismo que en los grupos precedentes (serpentina-caolinita y halloysita) figuran especies minerales esencialmente magnésicas, esencialmente aluminicas e intermedias. Pese a los rasgos externos de analogía, estos minerales se diferencian considerablemente de ellos por su estructura cristalina y ciertas propiedades físicas muy especiales.

La estructura cristalina de estos minerales, lo mismo que de todas las sustancias semejantes a la mica, se distingue por la disposición estratificada de los aniones y cationes. (Betejtin, 1970).

La diferencia respecto a los minerales de los grupos de la caolinita y la halloysita consiste en que aquí la capa de "hidrargilita" (es un grupo de la sección A, que son hidroxidos simples y a su vez pertenecen a la subclase: laminares y a la clase de los hidroxidos en la clasificación cristaloquímica de los minerales mexicanos) se dispone *entre dos capas* de tetraedros de oxígeno y silicio (figura II.14). Estas se disponen, por lo visto, en capas con orientación bien ordenada.

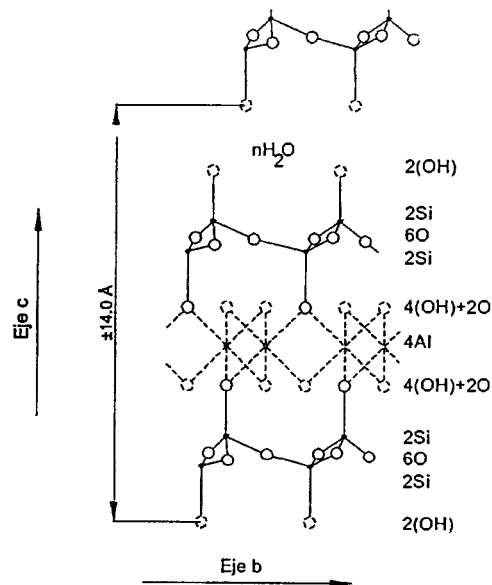


Figura II.14. Estructura cristalina de la montmorillonita.

Una particularidad notable y de excepcional importancia práctica de los minerales del grupo de la montmorillonita es su propiedad de inflarse en presencia del agua (figura II.15) y perder gradualmente el agua adsorbida al calentarse. Debido a ello, la magnitud c de la malla cristalina puede variar en un intervalo considerable: de 9,6 a 28,4 Å, dependiendo de la cantidad de moléculas de H_2O que participan en la estructura cristalina del mineral¹. La gran capacidad de absorción

¹ Las moléculas de H_2O se disponen en los espacios comprendidos entre los paquetes, es decir, penetran a lo largo de los planos de división entre los paquetes de la red cristalina. Dado que cada paquete contiene en ambos planos exteriores iones de hidroxilo, por cuya razón los paquetes se unen mediante las superficies de carga del mismo signo, no tiene nada extraño que, al penetrar el agua, ellos se alejen algo el uno del otro.

de las arcillas constituidas principalmente de minerales del grupo de la montmorillonita que pueden extraer de los líquidos distintas impurezas en suspensión (y en estado seco incluso gases de petróleo) se emplea mucho en las diversas ramas de la industria. Se dan arcillas que adsorben bien los álcalis cáusticos y carbonatos alcalinos, por cuya razón se usan como sustancias "saponificantes" (sustancia jabonosa, del griego SAPOUNI: jabón) en la industria del jabón. Todas estas se llaman arcillas "de blanqueo", aunque posean nombres especiales: "bentonitas" o "arcillas bentoníticas", "tierras de Fuller", "humbrina", "nalchikita", etc.

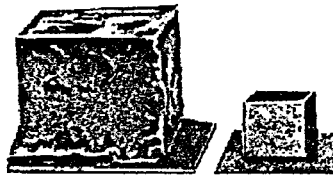


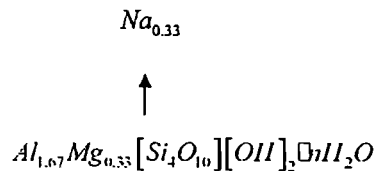
Figura II.15. Bentonita, el cubo pequeño en estado seco; el grande es el mismo cubo después de absorber agua.

Otra propiedad muy importante de los minerales de este grupo, que se hallan en masas microdispersas, consiste en la gran capacidad para el recambio de cationes, de modo análogo a lo que se observa en las zeolitas (es una familia de la clase de los silicatos) y las sustancias especiales denominadas permutitas (resina intercambiador de iones). Las arcillas, que constan en lo fundamental de montmorillonita, contienen para cada 100 g de sustancia de 60 a 100 mg - equivalente de cationes de recambio, principalmente Ca^{2+} , K^{1+} , Na^{1+} , mientras que en los caolines no se registran más que de 3 a 15 mg - equivalente de dichos cationes. (Betejtin, 1970).

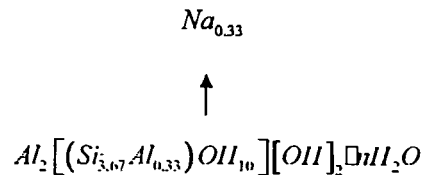
En vista de que después de una molienda fina el recambio de cationes aumenta hasta el triple, se estima que dichos cationes de recambio pueden disponerse no sólo en la superficie de las partículas, sino también en el interior de

las fases cristalinas (por lo visto, en los espacios comprendidos entre los paquetes estratificados de las redes cristalinas).

Según opinan Ross y Hendriks, estos cationes de recambio ("bases externas"), aunque entren en la composición de los minerales del grupo de la montmorillonita, no participan en la constitución de su malla cristalina. Al ser adsorbidos no hacen más que compensar la carga negativa restante de la estructura cristalina que surge a raíz de la sustitución en ella de unos cationes por otros de valencia inferior (por ejemplo, Al^{3+} por Mg^{2+} , o Si^{4+} por Al^{3+}). En efecto, si en la estructura de la beidelita - $Al_2[Si_4O_{10}][OH_2]^*nH_2O$ - sustituimos una parte de los cationes Al^{3+} por cationes Mg^{2+} surge una carga negativa residual que puede ser amortiguada, digamos, por Na^{1+} (a las bases de recambio corresponde un promedio de carga 0,33):



Idéntico cuadro observaremos en el caso de sustitución de Si^{4+} por Al^{3+} :



Así se explica la complejidad de las fórmulas químicas de los minerales del grupo de la montmorillonita deducidas por el método de Ross y Hendriks. No citaremos aquí los cálculos de dichas deducciones. Señalaremos únicamente que el número de cationes de coordinación senaria suele ser superior a 2(2,05 - 2,27). La presencia de iones Al de coordinación cuaternaria, que sustituyen a los Si^{4+} , es característica en las variedades ricas en aluminio. (Betejtin, 1970).

Entre los minerales de dicho grupo examinaremos la montmorillonita.

II.3.1.3. MONTMORILLONITA

El arreglo químico de la montmorillonita es: $m\{Mg_3[Si_4O_{10}OH_2]\} \cdot p(Al, Fe)_2 \cdot [Si_4O_{10}][OH]_2 \cdot nH_2O$. La relación m:p suele ser de 0.8 a 0.9. Debe su denominación al lugar del hallazgo en Montmorillon (Francia). Es un mineral muy común, principalmente en ciertas variedades de arcillas.

Composición química. Inconstante. Depende mucho del variable contenido de agua. Según los análisis de las variedades puras se registran las siguientes oscilaciones (en %): SiO₂, 48-56; Al₂O₃, 11-22; Fe₂O₃, 5 y más; MgO, 4-9; CaO, 0.8-3.5 y más; H₂O, 12-24. además, se registran, a veces, K₂O, Na₂O, etc.

Cristaliza en el sistema monoclinico. $a_0 = 5.10$; $b_0 = 8.83$; $c_0 = 15.2$ (al calentarse hasta 400°, c_0 disminuye hasta 9.6). (a_0 , b_0 y c_0 son las distancias de las redes de Bravis).

Color. Blanco con matices grisáceo, a veces azulenco; rosa, rosarajo, a veces verde.

Brillo. Mate en estado seco.

Dureza de las escamas sueltas no se conoce. Muy blanda. Grasa.

Clivaje bueno de las escamas sueltas.

Peso específico inconstante.

Caracteres diagnósticos. La presencia de montmorillonita en unas u otras arcillas puede advertirse por los fenómenos de inflación a causa de la humedad, así como por el carácter graso debido a esta propiedad. Sin embargo, es imposible el diagnóstico exacto sin medir las constantes ópticas y sin las investigaciones roentgenométricas (mediciones por el método de Roentgen, en la difracción de rayos X se utiliza este método) y los análisis químicos.

Revisten interés ciertos caracteres externos peculiares de las arcillas bentoníticas que afloran y son ricas en montmorillonita y beidelita. Después de las lluvias, los afloramientos se convierten en una masa densa de gelatina resbaladiza. Al secarse agrietan y se inflan bajo el efecto de la inflación de los sectores más profundos y que todavía no se han secado. En consecuencia adquieren un aspecto arrugado, lleno de grietas, parecido, a los corales. Al durar el tiempo seco, la superficie de dichas arcillas se vuelve extremadamente friable (susceptible a la ruptura).

Origen y yacimientos. La montmorillonita se forma casi exclusivamente en condiciones *exógenas*, más que nada en el proceso de meteorización de las rocas volcánicas y en un medio alcalino.

Muchas arcillas bentoníticas integradas por la montmorillonita se han formado a consecuencia de la *descomposición de cenizas volcánicas* depositadas, principalmente, en el fondo de los mares.

La montmorillonita es también muy común en la corteza de meteorización de rocas básicas volcánicas: diabasas, basaltos, gabro; peridotitas, etc. Se forma también en los suelos a cuenta de los granitos y las dioritas que se meteorizan. Se conocen aglomeraciones de montmorillonita en tierras negras y castañas lixiviadas y medianamente húmicas (materia finamente dividida en el suelo derivado de la descomposición de plantas y animales) constituidas sobre rocas volcánicas.

Al formarse en las condiciones de superficie, la montmorillonita es un mineral más o menos estable. En las comarcas desérticas, sus aglomeraciones se transforman en la superficie en un material pulverulento y son arrastradas por los vientos. Así surgen las sedimentaciones de loess, que contienen cantidades considerables de beidelita y montmorillonita. (Betejtin, 1970).

En Rusia se conoce un yacimiento de arcillas de blanqueo de calidad superior en las inmediaciones de la aldea de *Gumbri* cerca de Kutaísi (Georgia Occidental), bajo la forma de estrato de distintos matices: casi blanco, amarillento claro y verde amarillento hasta gris. Dichas arcillas se han formado a cuenta de la ceniza volcánica acarreada hacia el mar en el período cretáceo superior. Cerca de *Nálchik* se conocen arcillas de alta calidad que contienen montmorillonita, entre rocas sedimentarias del período terciario inferior.

Las arcillas bentoníticas con propiedades de adsorción y saponificación están representadas en Rusia por un grupo de yacimientos en las inmediaciones de la aldea de *Askania* (Georgia Occidental, al Sudeste de la ciudad de Majaradze) en depósitos estratificados. Cabe mencionar asimismo los yacimientos de arcilla saponificable en *Crimea* (de edad cretácea superior). En las zonas comprendidas entre Karasubazar y Sebastópol se extraen desde tiempos remotos de modo primitivo.

En el extranjero son muy conocidas las arcillas descolorantes en donde les llaman tierras de Fuller en los Estados Unidos de América en Florida, Georgia, Alabama, California, así como en Francia les llaman Montmorillón, del departamento de Vienne; Japón, etc. (Betejtin, 1970).

II.3.2. PROPIEDADES FÍSICO-QUÍMICAS DE LAS ARCILLAS

Las arcillas presentan unas características físico-químicas muy peculiares. Éstas son debidas principalmente a la combinación de tres factores: Su pequeño tamaño de partícula, su elevada superficie específica y su carga eléctrica.

II.3.2.1. La superficie específica.

Se denomina superficie específica S_s al área de la superficie por unidad de masa. La tendencia de los minerales de la arcilla a formar cristales de

morfología laminar y de tamaño muy pequeño hace que su superficie específica sea generalmente bastante elevada. A su vez, la superficie de las partículas presenta una alta reactividad físico-química con el medio, lo que implica la existencia de fenómenos como la adsorción de cationes y moléculas de agua en superficie. Como consecuencia directa de esta característica todas las propiedades que dependen de la superficie del cristal tendrán una importancia decisiva en el comportamiento físico-químico y mecánico del material arcilloso. (Whitlow, 1990)

Cuanto más pequeña y más laminar sea una partícula, mayor será su superficie específica. Considérese un cubo sólido de d mm de lado y un peso específico de G_s .

$$\begin{aligned} \text{Área superficial} &= 6d^2 \text{mm}^2 \\ \text{Masa} &= d^3 G_s \times 10^{-3} \text{g} \\ \\ \text{Entonces, superficie específica } S_s &= \frac{6 \cdot 10^3}{d G_s} \text{mm}^2 / \text{g} \\ &= \frac{6 \cdot 10^{-3}}{d G_s} \text{m}^2 / \text{g} \end{aligned}$$

A las esferas sólidas se les aplica la misma expresión. En esta forma un grano de cuarzo ($G_s = 2.65$) con un diámetro nominal de 1 mm tendrá una superficie específica de $2.3 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{g}$. cuando esto se compara con una superficie específica de $800 \text{ m}^2/\text{g}$ de montmorillonita (tabla II.4.) resulta evidente la enorme área superficial de las arcillas. Como ilustración adicional, considérese una partícula hipotética de montmorillonita en forma de una sola laminilla con una masa de 1 g ¡su espesor sería de solo 0.002 mm, pero para tener una superficie específica de $800 \text{ m}^2/\text{g}$ sus dimensiones (teniendo en cuenta que tiene dos lados) tendrían que ser 20 x 20 m! (Whitlow, 1990).

Tabla II.4. Superficie específica

<i>Mineral</i>	<i>Superficie específica</i> <i>Ss (m²/g)</i>
Arena de cuarzo (0.1 mm)	0.02
Caolinita	20
Ilita	80
Montmorilonita	800

II.3.2.2. La capacidad de intercambio catiónico

La capacidad de intercambio catiónico (CEC) se puede definir como la suma de todos los cationes de cambio que un mineral puede adsorber a un determinado pH. Es equivalente a la medida del total de cargas negativas del mineral. Estas cargas negativas pueden ser generadas de tres formas diferentes (De Santiago, 1997):

1. Sustituciones isomórficas y huecos vacantes dentro de la estructura. Este tipo de cargas es conocido como carga permanente y es independiente de las condiciones de pH y actividad iónica.
2. Enlaces insaturados en los bordes y superficies externas.
3. Disociación de los grupos hidroxilo accesibles.

Estos dos últimos varían en función del pH y la actividad iónica.

La carga negativa neta de la lámina arcillosa determina su capacidad de fijar cationes mediante fuerzas electrostáticas. Pero no sólo es importante el valor neto de la carga eléctrica generada. La densidad de la carga eléctrica en superficie es el parámetro determinante en el comportamiento eléctrico de la

partícula total con el entorno catiónico que le rodea. La densidad de carga en superficie σ es la cantidad de carga eléctrica correspondiente a la unidad de superficie y se expresa matemáticamente:

$$\sigma = \frac{CEC}{S}$$

donde CEC es la capacidad de intercambio catiónico en Coulombios/g (1 meq = 96.5 Coulombios) y S es la superficie específica en m². Como se deduce de la expresión anterior, un material arcilloso con un valor fijo de CEC puede presentar diferentes valores de densidad de carga en superficie, dependiendo de su superficie específica, esto es, del tamaño de partícula. (De Santiago, 1997).

II.3.2.3. La capacidad de adsorción

Aun en el caso de que las láminas arcillosas resulten ser eléctricamente neutras, la presencia de iones OH⁻ y O²⁻ en sus superficies externas, confiere a la superficie arcillosa la capacidad de atrapar y fijar mediante adsorción diversos cationes de cambio, así como moléculas de agua. La molécula de agua, aunque es eléctricamente neutra, presenta también un momento dipolar constante de forma que sus polos positivos (H⁺) se orientan hacia la superficie de la partícula arcillosa fijándose a ésta mediante puentes de hidrógeno. De esta forma, las moléculas de agua se disponen sobre la superficie creando una película más o menos continua en torno a la partícula. (De Santiago, 1997).

II.3.3. INTERACCIONES FÍSICO-QUÍMICAS ENTRE PARTÍCULAS

II.3.3.1. La Doble Capa Eléctrica Difusa (DCED)

Como se ha comentado anteriormente, las partículas arcillosas presentan siempre una carga eléctrica en superficie, ya sea debido a la presencia de sustituciones isomórficas y/o huecos vacantes en la estructura (grupo de las

esmeclitas, vermiculitas y micas) o simplemente por el hecho de presentar enlaces insaturados en los bordes y superficies externas. En el caso de las esmeclitas, ambos fenómenos tienen lugar simultáneamente. (De Santiago, 1997).

La suma total de descompensaciones eléctricas en la partícula se traduce en la formación en superficie de la denominada Doble Capa Eléctrica Difusa (DCED), compuesta por una capa de carga negativa situada justo en la superficie de la partícula, rodeada por una capa exterior de carga opuesta que tiende a compensar la de la primera capa. Como en general las partículas arcillosas presentan una carga neta negativa, esta última capa estará constituida en su mayoría por cationes. Otra característica que presenta la Doble Capa Eléctrica Difusa es su carácter difuso ya que los iones que la componen, están sometidos a la acción de dos fuerzas simultáneas:

- **Las fuerzas de atracción electrostática**, que los mantienen en las cercanías de la partícula.
- **Las fuerzas osmóticas**, que tienden a producir una difusión de los cationes hacia el seno del fluido del interior de los poros, de concentración menor. Un incremento en la concentración salina del medio fluido de los poros implicaría una disminución de las fuerzas osmóticas y la consecuente disminución del espesor de la Doble Capa Eléctrica Difusa.

Por otro lado, es importante destacar que la Doble Capa Eléctrica Difusa no tiene el mismo origen ni las mismas propiedades en la superficie de la cara de las partículas que en sus bordes:

- En las caras de la partícula, la carga eléctrica siempre se origina como consecuencia de la presencia de defectos en la estructura cristalina. Por ello, esta carga siempre es de signo negativo, siendo la capa externa de la Doble Capa Eléctrica Difusa siempre de signo positivo.

- En los bordes de la partícula, la carga eléctrica se debe principalmente a la presencia de enlaces insaturados. Estas zonas muestran un comportamiento *anfótero* (adj. Quím. Se dice de las moléculas que pueden reaccionar como ácido o como base.), y por tanto el signo de la carga eléctrica depende principalmente del pH del medio (Van Olphen, 1977). Así, en pH ácido y neutro, la carga eléctrica del borde es positiva, siendo su Doble Capa Eléctrica Difusa de signo negativo. Sin embargo, para un pH mayor (medios alcalinos), la carga eléctrica del borde se hace negativa, pasando la Doble Capa Eléctrica Difusa a ser de signo positiva (Figura II.16).

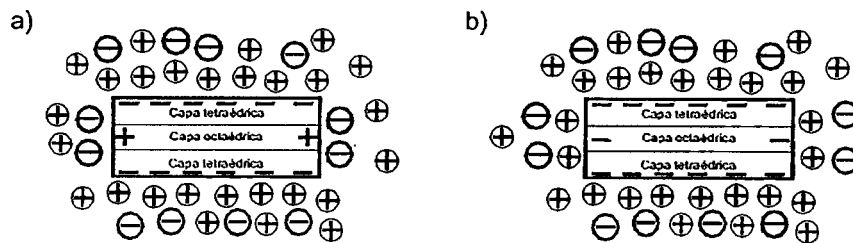


Figura II.16. Esquema de la doble capa eléctrica difusa donde: a) los bordes presentan carga eléctrica positiva, b) los bordes presentan carga eléctrica negativa.

II.3.3.2. Interacción entre partículas arcillosas

Cuando dos partículas se acercan como consecuencia de su movimiento Browniano en el seno de un fluido, se producen entre ellas dos tipos de fuerzas:

1. **Fuerzas de atracción de tipo Van der Waals.** Aunque estas fuerzas entre átomos son muy débiles y decaen muy rápidamente con la distancia (son inversamente proporcionales a la séptima potencia de la distancia), son de carácter aditivo, lo que significa que la suma de todas las fuerzas de atracción entre todos los pares de átomos puede llegar a ser de mucho mayor rango. Así, la fuerza de atracción entre partículas puede ser inversamente proporcional a la tercera potencia de la distancia, para distancias entre partículas de hasta 10 nm, lo cual es de rango comparable a las fuerzas electrostáticas de repulsión. Además de las fuerzas de Van der Waals, existen **fuerzas de atracción de tipo electrostático** inversamente proporcionales al cuadrado de la distancia entre partículas. Estas fuerzas pueden originarse entre la superficie de las partículas, de carga negativa, y los cationes de cambio atrapados entre partículas adyacentes. También se forman fuerzas de este tipo debido a la diferencia de carga eléctrica entre bordes o borde y cara de partícula. (De Santiago, 1997).

2. **Fuerzas de repulsión de carácter electrostático.** El acercamiento de dos partículas se produce hasta que sus Dobles Capas Eléctricas Difusas se encuentran. Dado que ambas partículas son de la misma carga (en general negativas), sus Dobles Capas Eléctricas Difusas también lo son (ambas positivas), lo que implica una repulsión inmediata entre ellas. El límite de acercamiento entre partículas en el seno de un fluido dependerá, por lo tanto, del tamaño de sus capas eléctricas que no pueden superponerse.

El efecto combinado de la acción de ambas fuerzas a la vez entre las partículas arcillosas determina su comportamiento. Dicho comportamiento vendrá condicionado por las características físico-químicas del medio en el que se encuentran. Los factores que ejercen mayor influencia en dicho comportamiento son:

1. **pH:** Los enlaces insaturados presentes en los bordes de partícula pueden atraer iones hidrógeno (H^+) o hidroxilo (OH^-) del fluido de los poros. En el primer caso (adsorción de iones H^+) la carga eléctrica del borde de partícula será

positiva y su capa externa será de signo negativo. En caso de atraer iones hidroxilo, el resultado será contrario. Esta capacidad de presentar carga positiva o negativa en los bordes de partícula es, por tanto, función de la concentración relativa del fluido accesible, así como del pH de la solución.

2. **Salinidad:** Mientras que las fuerzas de atracción de Van der Waals no están influidas por las condiciones químicas del medio, la naturaleza y dimensiones de las Dobles Capas Eléctricas Difusas sí lo están, disminuyendo su espesor con la concentración de electrolitos en el medio. Esta compresión de las Doble Capas Eléctricas Difusas debida a un aumento de la salinidad facilita un mayor acercamiento de las partículas. Si este acercamiento supera un umbral crítico, las fuerzas de atracción de Van der Waals serán más fuertes que las de repulsión y las partículas se unirán formando agregados. (De Santiago, 1997).

II.3.3.3. Tipos de contactos entre partículas

Como se expuso anteriormente, la carga eléctrica de las caras de las partículas arcillosas siempre es negativa, mientras que los bordes de las mismas, dado su carácter anfótero, pueden presentar carga negativa o positiva dependiendo del pH de la solución. La Doble Capa Eléctrica Difusa se forma en torno a la partícula en función de la distribución de la carga eléctrica en la superficie de la misma. Las características de esta Doble Capa Eléctrica Difusa permitirán a las partículas asociarse (floculación) o permanecer aisladas hasta su sedimentación (dispersión). (De Santiago, 1997).

Si las partículas son capaces de acercarse lo suficiente como para que las fuerzas de atracción superen a las de repulsión, las partículas se unirán, formando agregados arcillosos. Existen tres tipos de asociaciones entre partículas en función de su carga eléctrica:

1. Asociación mediante **contactos borde-borde (edge-edge "E-E")**. Dichos contactos tienen lugar cuando las características físico-químicas del medio permiten que las partículas presenten tanto carga negativa como positiva en sus bordes. De esta forma las partículas se unen por fuerzas electrostáticas entre bordes de cargas opuestas.
2. Asociación mediante **contactos borde-cara (edge-face "E-F")**. Estos contactos tienen lugar entre bordes cargados positivamente y caras, de carga eléctrica negativa siempre. El pH básico favorece este tipo de contactos.
3. Asociación mediante **contactos cara-cara (face-face "F-F")**. De carácter similar a los propios enlaces entre láminas dentro de las partículas. En este caso, las partículas se disponen subparalelas unas a otras. Este tipo de asociaciones tiene lugar cuando la solución presenta una concentración de electrolitos muy baja y permite a las partículas reorientarse hasta que, mediante fuerzas de Van der Waals, se asocian formando dominios de láminas subparalelas. Los agregados de partículas asociadas mediante contactos "F-F" suelen ser de tamaño mucho menor que los agregados de partículas asociadas mediante contactos "E-E" o "E-F".

Nunca tiene lugar un solo tipo de contactos entre las partículas arcillosas. Lo más habitual es que, dependiendo de las condiciones físico-químicas del medio, se formen pequeños dominios de partículas asociadas mediante contactos "F-F" y estos dominios, a su vez, se unan mediante contactos "E-F" y/o "E-E".(De Santiago, 1997).

II.3.3.4. Ordenamiento espacial de las partículas y microestructura: floculación- dispersión

El concepto de "**fábrica**" en un material de naturaleza arcillosa se refiere fundamentalmente a la distribución espacial, orientación y relaciones entre las partículas sólidas que lo componen. Forman parte también del concepto de fábrica

la distribución de tamaños de partículas y huecos, así como la morfología de los mismos. A su vez, la "microestructura" de un sedimento arcilloso abarca no sólo su fábrica sino también el conjunto de fuerzas existentes entre las partículas (Figura II.17).

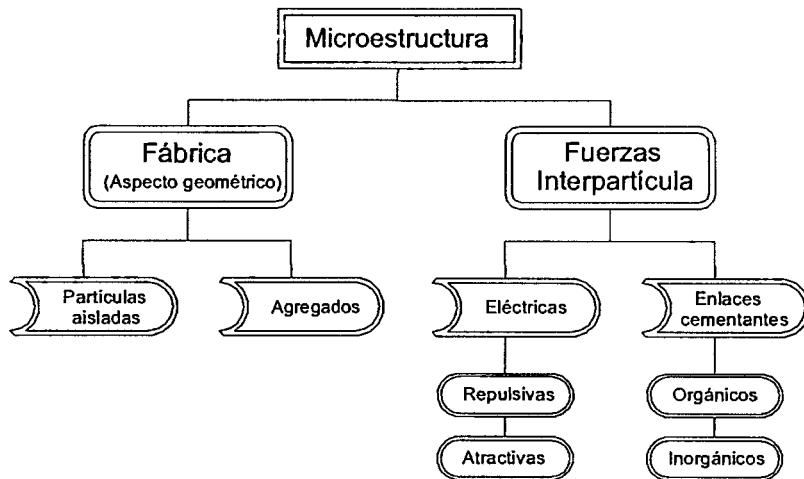


Figura II.17. Relación entre fábrica y microestructura.

El principal componente de la estructura de un suelo es el conjunto de las relaciones geométricas que se establecen entre las partículas de este suelo y los huecos asociados a ellos (fábrica, ordenamiento espacial de las partículas).

La microestructura de un material arcilloso depende fundamentalmente de las condiciones de sedimentación: temperatura, salinidad, pH, composición química del fluido, presencia de materia orgánica u otros minerales de granulometría mayor (limos, arenas), etc. (De Santiago, 1997).

Estructura floculenta. Cuando en el proceso de sedimentación, dos partículas de diámetros menores de 0.02 mm llegan a tocarse, se adhieren con fuerza y se sedimentan juntas; así, otras partículas pueden unirse al grupo, formando un grumo, con estructura similar a un panal. Cuando estos grumos llegan al fondo forman a su vez panales, cuyas bóvedas no están ya formadas por

partículas individuales, sino por los grumos mencionados. El mecanismo anterior produce una estructura muy blanda y suelta, con gran volumen de vacíos, llamada floculenta y a veces, panaloide de orden superior.

Las partículas menores de $0.0002 \text{ mm} = 0.2 \text{ micra}$ se consideran ya coloides; estas partículas pueden permanecer en suspensión indefinidamente, pues en ellas, el peso ejerce poca influencia en comparación, con las fuerzas eléctricas desarrolladas entre las, partículas cargadas negativamente, según ya se dijo y con las fuerzas moleculares ejercidas por la propia agua; cuando, dos de estas partículas tienden a acercarse, sus cargas ejercen una repulsión que las aleja de nuevo; las vibraciones moleculares del agua impiden que las partículas se precipiten; el resultado es un movimiento característico en rápido zigzag, conocido como *browniano* (el botánico inglés Brown lo observó por vez primera al estudiar suspensiones de clorofila al microscopio). Por este mecanismo, las partículas coloidales de suelo en suspensión no se sedimentarían jamás. Las cargas eléctricas de las partículas coloidales pueden, sin embargo, neutralizarse bajo la influencia de la adición de iones de carga positiva opuesta; un electrolito, por ejemplo, un ácido tal como el clorhídrico, se disocia en agua en iones, positivos negativos (Cl^- y H^+); por el, efecto de los iones H^+ en solución, los coloides neutralizan sus cargas y chocan entre si; quedando, unidos por las fuerzas de adherencia desarrolladas. De esta manera pueden empezar a formarse los flóculos de mayor masa, que ya tienden a depositarse.

En las aguas de mar, las sales contenidas actúan como electrolito, haciendo posible la generación del mecanismo antes descrito; en otras aguas naturales la disociación normal de algunas moléculas (H^+ , OH^-) que siempre se produce, la presencia de sales, etc., logra el mismo efecto.

Los flóculos se unen entre sí para formar panales, que se depositan conjuntamente, formando al tocar fondo nuevos panales y dando lugar a una forma extraordinariamente difusa de estructura floculenta, en la que el volumen

sólido puede no representar más de un 5-10%. La figura II.18 muestra un esquema de tal estructura. (Juárez Badillo, 1974).

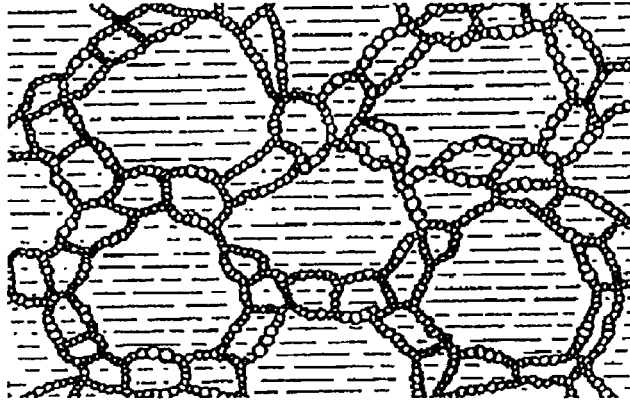


Figura II.18. Esquema de estructura floculenta.

Se presenta una tendencia hacia la floculación causada por el incremento de una o más de las siguientes causas:

- Concentración en el electrólito.
- Valencia de los iones.
- Temperatura

O decremento de una o más de las siguientes causas:

- Constante dieléctrica.
- Tamaño del ion hidratado.
- pH.
- Adsorción de aniones (Fernández Loaiza, 1982)

Se produce dispersión si las partículas arcillosas permanecen dispersas en el fluido de una forma estable durante mucho tiempo. La sedimentación se produce de una forma lenta, por decantación (efecto de la gravedad). De esta forma, las partículas se depositan horizontalmente o paralelas al substrato. Se origina así una microestructura dispersa con una fuerte orientación preferente y alta densidad del sedimento. (De Santiago, 1997)

Cualquier perturbación que pueda existir, como deformación por esfuerzo cortante, tiende en general a disminuir los ángulos entre las diferentes láminas de material. Conforme esto sucede actúan entre las partículas presiones osmóticas inversamente proporcionales al espaciamiento entre ellas. Las presiones osmóticas tienden a hacer que las partículas se separen y adopten una posición tal como la que esquemáticamente se muestra en la figura II.19. Aunque a primera vista no lo parezca, algunos autores opinan que este arreglo es el más estable; ésta es la estructura dispersa.

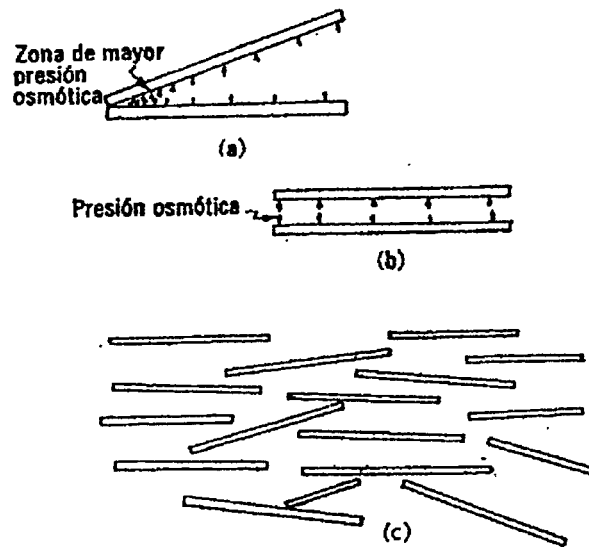


Figura II.19. Estructura dispersa.

En las partes a) y b) de la figura II.19. se muestra el mecanismo por el cual la presión osmótica tiende a hacer, para llegar a una condición más uniforme, que las partículas se separen. En la parte c) se muestra la estructura en su condición final. (Juárez Badillo, 1974).

II.3.3.5. Tipologías de micro ordenamiento espacial de partículas.

En función del tipo de asociación elemental de partículas, y de los distintos factores ambientales que intervienen en el sedimento, los suelos arcillosos presentan múltiples tipologías de micro ordenamiento espacial de las partículas, algunas de las más características son las siguientes:

- **Turbostrática o regular:** matriz arcillosa continua y compacta; estructura muy densa, sin orientación preferente; característica de sedimentos marinos sobreconsolidados (figura II.20).
- **Laminar u orientada:** matriz homogénea formada por láminas de arcillas orientadas según una dirección preferente; estructuras compactas y anisótropas (figura II.21).
- **Panal de abeja:** estructuras abiertas formadas por flóculos de partículas de arcilla unidas entre sí por fuerzas de adherencia. Presenta gran cantidad de poros intercomunicados y es característica de medios salinos y suelos inestables (figura II.22).
- **Esqueletal:** organización metaestable de fragmentos agregados de arcilla unidos mediante conectores de larga distancia; abundan los poros y conectores; característica de suelos meteorizados y colapsables (figura II.23).
- **Oolítica o nodular:** constituida por nódulos o agregados esféricos, que pueden formar un empaquetamiento denso; característica de medios continentales ricos en óxidos de Fe (figura II.24). (González de Vallejo, 2004)

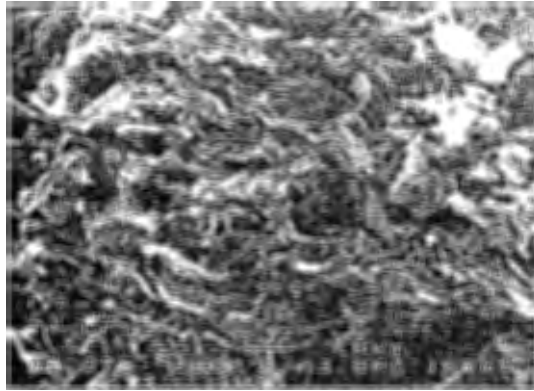


Figura II.20. Ordenamiento espacial tipo turbostrática o regular.
Margas azules del Guadalquivir. (González de Vallejo, 2004).

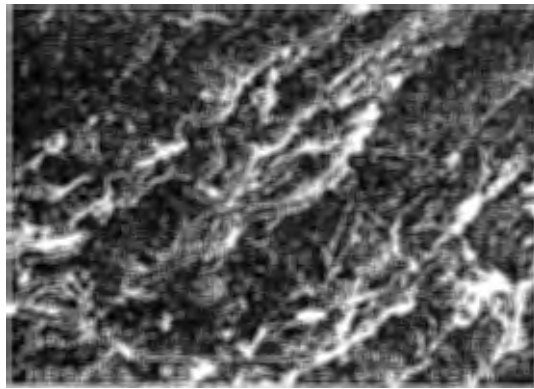


Figura II.21. Ordenamiento espacial tipo laminar u orientada.
Margas azules del Guadalquivir. (González de Vallejo, 2004).



Figura II.22. Ordenamiento espacial tipo panal de abeja, (González de Vallejo, 2004).

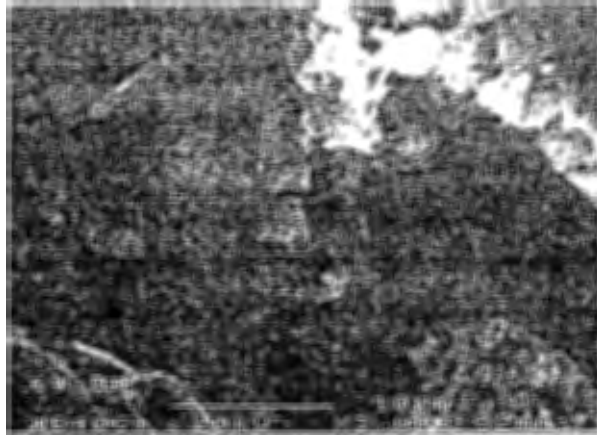


Figura II.23. Ordenamiento espacial tipo esquelético, (González de Vallejo, 2004).



Figura II.24. Ordenamiento espacial tipo oolítica o nodular.
Arcillas volcánicas de La Laguna, Tenerife. (González de Vallejo, 2004).

II.4. Método röntgenográfico

La naturaleza de los rayos X descubiertos por C. W. Röntgen en el año 1895 (y llamados más tarde rayos Röntgen en su honor), fue por mucho tiempo desconocida. Se presumía que eran rayos ondulatorios, pero faltaba una prueba segura de ello.

Los rayos ondulatorios se caracterizan por el movimiento ondulatorio; este puede demostrarse por los “fenómenos de difracción” al pasar los rayos por las estrechas rendijas de una red, y para que la red de difracción manifieste su acción más completa en cada caso, la separación entre rayas o líneas de la red debe ser aproximadamente igual a la longitud de onda del rayo ondulatorio. Para comprobar la naturaleza ondulatoria de los rayos Röntgen, vendría a ser del orden de la milésima o la diezmilésima parte de la más pequeña longitud de onda de la luz visible (la región violeta del espectro). Solo cuando M. v. Laue tuvo la originalísima idea (1912) de emplear como red de difracción para estos rayos los cristales que los mineralogistas consideraban como “redes espaciales”, logro en unión de sus colaboradores W. Friederich y P. Knipping, un éxito científico de importancia trascendental. No sólo demostró la naturaleza ondulatoria de la luz Röntgen, sino que también pudo comprobar la estructura de los cristales en forma de redes espaciales y en el orden de magnitud esperado. Desde ese momento, la estructura discontinua de los cristales con partículas constitutivas separadas unas de otras (átomos, iones o grupos atómicos o iónicos), tantas veces discutida, dejó de ser una ficción del pensamiento y se convirtió en un hecho real que podía determinarse y confirmarse por peso y medida. (Brauns, 1961).

Entre los métodos Röntgen desarrollados, tienen múltiples aplicaciones prácticas los de Laue, Bragg y Debye-Scherrer. Particularmente claro e ilustrativo es el método de Bragg, (figura II.25). En este método, se emplea un haz de rayos Röntgen paralelos, de la misma longitud de onda o sea luz Röntgen monocromática. Cuando este haz incide formando un ángulo con planos reticulares densamente espaciados (E, E', E''), una parte de la radiación Röntgen penetrante es reflejada por cada uno de los planos de la red; éstos actúan como espejos y pueden causar, en condiciones determinadas, interferencias como las que resultan al reflejarse la luz ordinaria en capas delgadas.

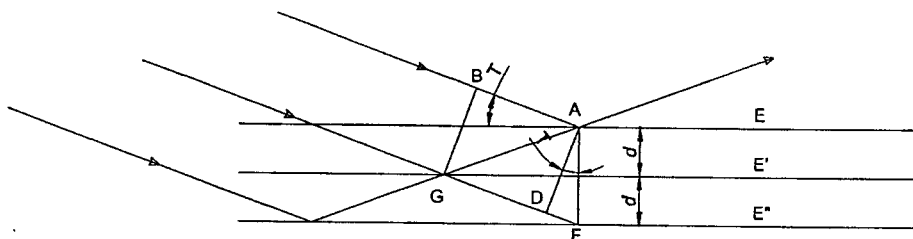


Figura. II.25. Método de reflexión de Bragg. (Brauns, 1961).

Por las condiciones de reflexión e interferencia de los rayos Röntgen, se puede deducir lo siguiente: el rayo reflejado en A sobre el plano E interfiere en el reflejado de G sobre el plano E' cuando la diferencia de trayecto es un múltiplo completo de la longitud de onda. La diferencia de trayecto corresponde a la longitud GA-GD, donde $DA \perp GF$. Como $GA = GF$, se calcula la diferencia de recorrido por la relación:

$$\text{sen}\theta = \frac{DF}{2d}$$

de la que se deduce $DF = 2d \text{ sen } \theta$; d es la distancia de los planos reticulares igualmente espaciados. Si $2d \text{ sen } \theta = n\lambda$ (λ , longitud de onda; n , cualquier número entero), resulta una intensidad máxima de las ondas de reflexión que interfieren (ecuación de Bragg). Los valores $n = 1, 2, 3, \dots$ que corresponden a los distintos valores del ángulo θ (ángulo del rayo incidente con el plano de reflexión) designan el orden 1°, 2°, 3°... de las interferencias; éstas se señalan por una caída de intensidad característica; θ es el llamado ángulo de Bragg y aumenta con el número n .

Mediante la ecuación anterior se determinan, conociendo λ , las distancias de los planos reticulares (d) y con ello importantes magnitudes estructurales. En la ejecución de este método se varía el ángulo de incidencia del rayo Röntgen (R en la figura II.26) que incide sobre una placa cristalina K de orientación exactamente conocida; esto se efectúa sobre rotación de la placa cristalina montada sobre la platina de un goniómetro. Un brazo que gira en torno del mismo eje del goniómetro lleva una cámara de ionización (Ik) que tiene una estrecha ranura dirigida hacia el cristal; cuando el rayo Röntgen reflejado entra en la cámara, se ioniza el gas de ésta con diferente fuerza según la intensidad de la reflexión y de este modo se hace conductor, lo que puede detectarse en un electrómetro unido a la cámara de ionización. El ángulo $R K I_k$ se lee en un goniómetro, corresponde a $180^\circ - 2\theta$. Las interferencias resultantes pueden registrarse en una película fotográfica dispuesta en arco frente al goniómetro y se utilizan en los cálculos. (Brauns, 1961).

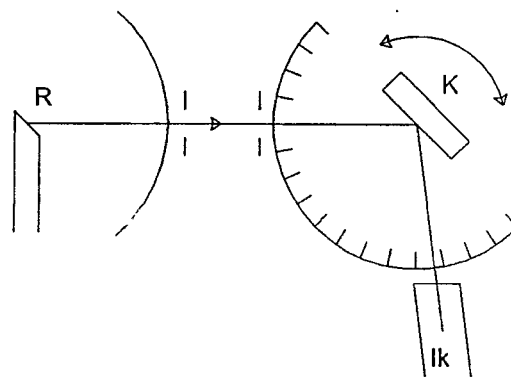


Figura II.26. Esquema del ángulo de incidencia del rayo Röntgen. (Brauns, 1961).

II.4.1. Obtención de un difractograma.

De las diversas aplicaciones de la difracción de rayos X, la que se emplea con más frecuencia en la identificación de sustancias minerales, es el denominado método del polvo policristalino. En este método la muestra ha sido finamente pulverizada, por lo que, en teoría, hay partículas cristalinas con sus planos reticulares en todas las direcciones posibles. En la práctica la muestra molida a

tamaño fino ($<20 \mu m$) se coloca en un portamuestra y se introduce en un aparato denominado difractómetro de rayos X, donde la muestra se somete a la acción de la radiación que incide de forma continua con distintos ángulos. El esquema de un difractómetro con sus diversos elementos se recoge en la figura II.27a. El resultado es un espectro denominado difractograma (figura II.27b), donde se recogen una serie de picos que en la escala horizontal muestra el ángulo 2θ y en la vertical la intensidad del pico difractado. Conociendo la longitud de onda de los rayos X (λ) y el valor del ángulo de difracción (θ), medido como 2θ en el difractograma, es muy fácil calcular el valor del espaciado (d); bien mediante aplicación de la ecuación de Bragg o utilizando tablas de conversión de ángulo a espaciado ya preparadas a tal efecto. (Pozo Rodríguez, 2004).

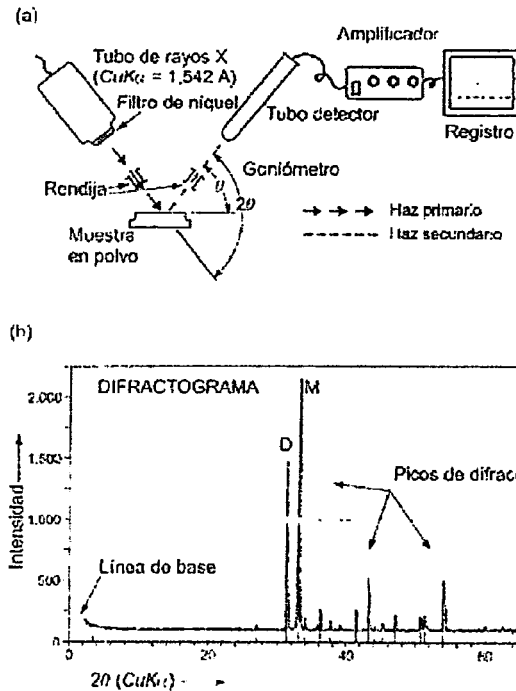


Figura II.27. (a) Esquema mostrando las distintas partes de un difractómetro. (b) Ejemplo de difractograma de una muestra de polvo, mostrando los elementos principales del mismo. Destaca la presencia de picos de difracción que se desarrollan sobre una línea de fondo o línea base. En la horizontal se recogen valores del ángulo 2θ y en la vertical la intensidad del pico. (Pozo Rodríguez, 2004)

En el caso de que la muestra no presente ordenamiento interno en su estructura, lo que se obtiene es una banda de difracción que nos informa del carácter amorfo del material estudiado. Es el caso del vidrio volcánico o del ópalo biogénico (caparazones de diatomeas y radiolarios). En la figura II.28 se muestra un ejemplo de difractograma de una diatomita constituida por ópalo biogénico amorfo.

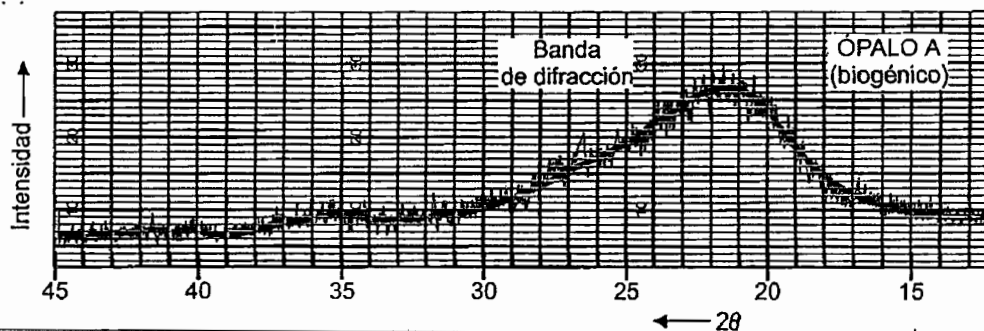


Figura II.28. Diffractograma (ángulo 2θ -intensidad) de diatomita (roca formada por diatomeas), sin picos de difracción pero con una banda ancha que indica la presencia de componentes amorfos, con estructura interna pobremente ordenada. (Pozo Rodríguez, 2004)

II.4.2. Procedimiento de identificación mineralógica mediante difracción de rayos X

Aunque en la actualidad los distintos pasos que conducen a la identificación de los minerales de una muestra analizada por difracción de rayos X, se realizan de forma automática por ordenador mediante el empleo del software adecuado, es conveniente la persona realice el procedimiento manual, con sus medidas y cálculos, que le permitirán entender mejor los fundamentos de esta técnica analítica.

Una vez obtenido el difractograma (figura II.29), las diferentes etapas en la caracterización de un mineral son las siguientes:

1. Diferenciar picos de la línea de base del diagrama de rayos X, y numerarlos.
2. Con una regla medir la posición de los picos en la escala horizontal (ángulo 2θ).
3. Con una tabla de conversión ángulo $2\theta/d$ (espaciado en Å), convertir ángulos en espaciados o calculados aplicando la ley de Bragg.
4. Con una regla medir la altura de los picos utilizando como referencia de medida la línea de base del diagrama. Este valor representará la intensidad del pico (I). Para obtener la intensidad relativa (I/I_0), recalcular la altura de todos picos, adjudicando al más intenso el valor 100.
5. Se ordenan los picos por intensidades y se comparan los espaciados con los registrados en las bases de datos de minerales (tablas o fichas JCPDS). Cuando haya coincidencia en los valores de los espaciados y en el orden de las intensidades relativas se habrá identificado el mineral problema.
6. Este procedimiento es aplicable también a muestras polimineraleas. En este caso hay que ir eliminando, con reservas, los espaciados pertenecientes a los minerales ya identificados. En esta situación al existir varios minerales que pueden interferir en sus reflexiones, la posición de los picos y especialmente las intensidades pueden sufrir variaciones. (Pozo Rodríguez, 2004).

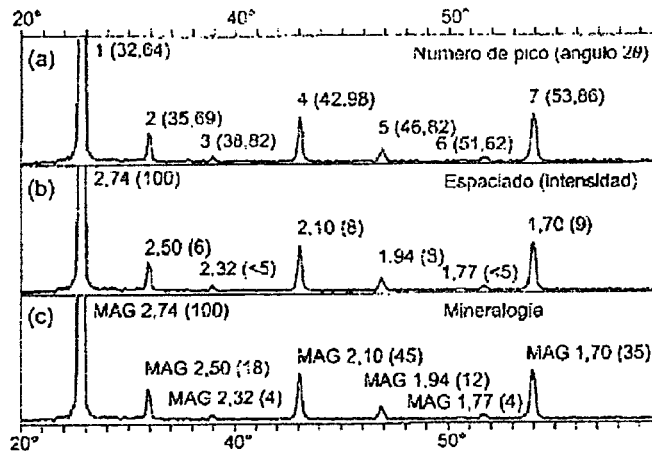


Figura II.29. Metodología de identificación de un mineral.

(a) Numeración de picos y medida de su ángulo 2θ . (b) Determinación de los espaciados y de la intensidad relativa de los diferentes picos (I/I_0). (c) Comparación de los resultados obtenidos con los espaciados e intensidades del mineral magnesita (MAG). Se observa un total coincidencia en los espaciados, pero diferencias en los valores de las intensidades. Este hecho no es infrecuente en carbonatos y sales, debido a la factibilidad con la que se desarrollan orientaciones preferentes durante la molienda de la muestra. (Pozo Rodríguez, 2004)

Las intensidades relativas reflejan, de alguna manera, la proporción en que se encuentran los minerales en la muestra, lo que unido al poder reflectante (se calcula experimentalmente y es característico de cada mineral) permite establecer un orden de abundancia. En algunos casos, como en los carbonatos dolomita y calcita, el poder reflectante es igual ($Pr = 1$), por lo que en rocas con ambos minerales se pueden cuantificar sus contenidos (figura II.30). (Pozo Rodríguez, 2004).

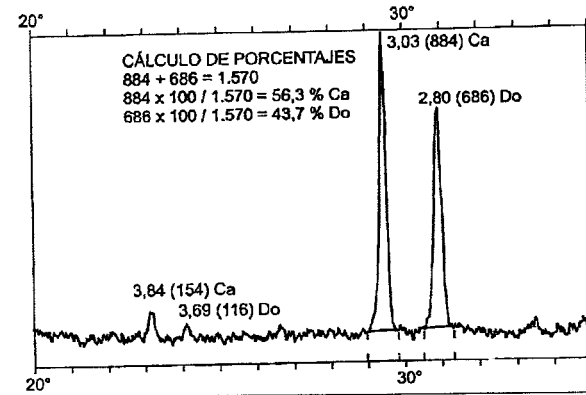


Figura II.30. Aplicación de la difracción de rayos X en la cuantificación de los minerales más comunes en rocas carbonáticas: calcita (Ca) y dolomita (Do). Estos minerales presentan un poder reflectante similar por lo que la intensidad de sus picos principales (3,03 y 2,89 Å, respectivamente) es proporcional a su contenido en una muestra. (Pozo Rodríguez, 2004).

Un ejemplo de difractograma se puede observar en la figura II.31. el cual pertenece a un suelo natural con contenido de montmorilonita.

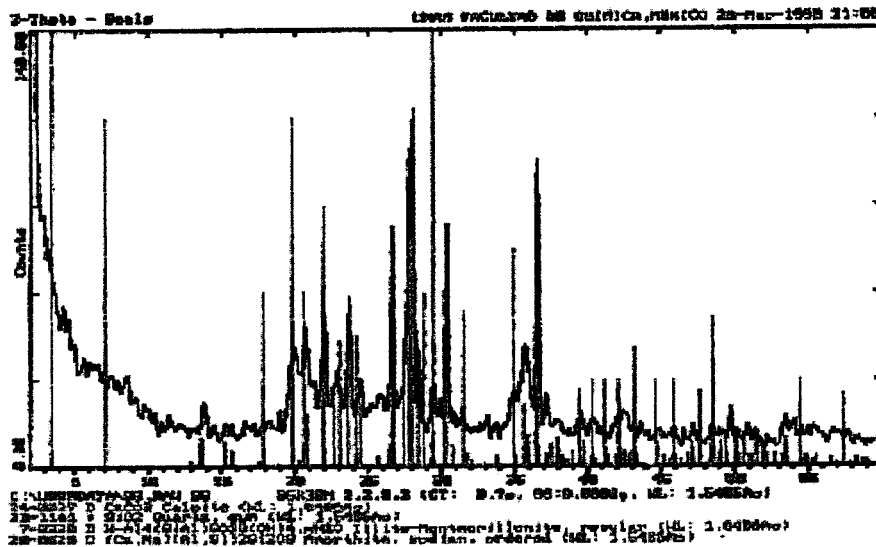


Figura II.31. Difractograma de un suelo natural (Montmorilonita) (López Lara, 2004)

II.5. Microscopía electrónica de barrido, (MEB).

La microscopía electrónica de barrido MEB se emplea en el estudio de la superficie de los sólidos a gran ampliación, obteniéndose así información sobre la morfología, la topología, el tamaño de partícula y otras características importantes de una muestra. Con el microscopio electrónico de barrido se irradia con electrones una cierta región de la especie en estudio y se obtiene una imagen de la superficie de la muestra, tan pronto como los electrones inciden sobre la muestra, en una pantalla fluorescente.

En MEB son de gran interés las señales emitidas por los electrones secundarios y por los electrones retrodispersados, ya que la emisión de electrones secundarios permite la obtención de imágenes en pantalla con una alta resolución. La apariencia tridimensional, así como el sombreado que da los relieves a las imágenes creadas, es debida a los electrones secundarios.

Existen varias maneras de formar imágenes en un microscopio electrónico, las cuales dependen de la información que se quiera extraer de la muestra observada, es decir, los procesos de interacción entre los electrones y el sólido al que llegan determinan diferentes modos de análisis y por ende diferentes instrumentos detectores. No obstante, podemos decir que la forma de obtener un haz de electrones es prácticamente la misma para todos los microscopios y la diferencia entre éstos estriba en el sistema de formación de imagen (López Lara, 2002).

Al incidir un haz de electrones sobre un material pueden ocurrir varios procesos, los cuales podemos representar en la figura II.32. Todas estas señales que nos envía el sólido pueden ser detectadas y amplificadas por dispositivos adecuados en cada caso; la importancia de esto es que cada uno de 10,5 fenómenos provee distinta información acerca del material estudiado, la naturaleza de dichos fenómenos es la siguiente:

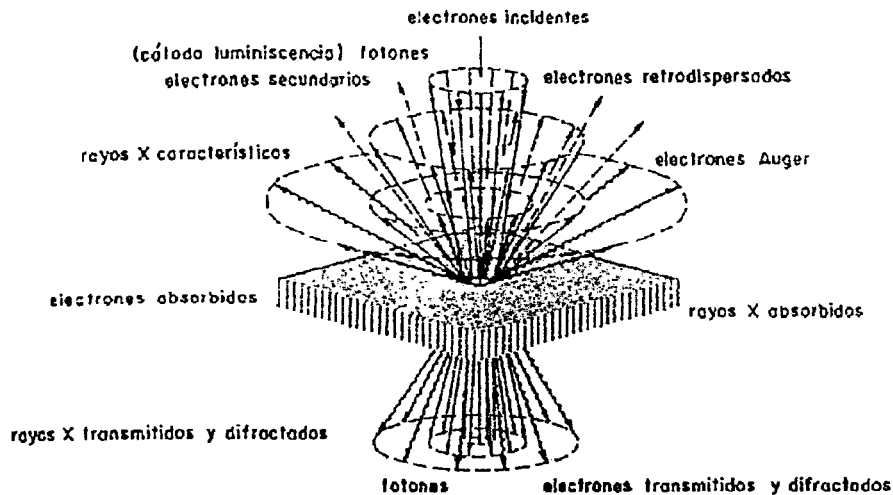


Figura II.32. Interacciones de un haz electrónico incidiendo en un sólido. (López Lara, 2002).

- a) **Electrones retrodispersados.** Son aquellos que se desvían del haz hacia atrás debido a la dispersión elástica de los átomos de la red; por lo tanto su energía está muy cercana a la del haz incidente. Estos eventos se llevan a cabo muy cerca de la superficie de incidencia, por lo que el número de electrones dispersados en un ángulo dado dependerá de la sección del área donde incide el haz (ángulo de incidencia). Si barremos distintas zonas de la muestra tendremos variaciones en la intensidad de los electrones retrodispersados a un ángulo dado (ángulo de observación), y el resultado será una fotografía superficial de la muestra. Además, la intensidad del haz retrodispersado está determinada principalmente por la probabilidad de que un electrón sea adsorbido, entonces podemos esperar que la intensidad del haz retrodispersado aumente cuando se incremente el número atómico de los elementos que forman el sólido, esto nos permite determinar zonas de diferente composición en el material.
- b) **Electrones secundarios.** Son originados por el sólido y emitidos como resultado de la excitación atómica por el haz primario y se caracterizan por tener un espectro de energías comparativamente bajo en relación al haz inicial. Estos pueden ser recolectados colocando una placa a un potencial

positivo a un lado de la muestra de manera que los electrones retrodispersados no se desvíen mucho.

- c) **Electrones absorbidos.** Los electrones que pierden tal cantidad de energía y que no pueden salir del sólido se pueden detectar si ponemos electrodos en la muestra, de manera que cualquier exceso de carga fluya a través de ellos a tierra.

- d) **Rayos-X característicos y electrones Auger.** Es de esperarse que se emitan rayos-X característicos debido a las transiciones de los electrones excitados por el haz primario, por lo que si utilizamos algún espectrómetro apropiado y un detector tipo Geiger o un fotomultiplicador, podremos construir un perfil de intensidades y conocer tanto los elementos que componen la muestra, así como su concentración, es decir podremos efectuar un análisis químico. Puede suceder que como alternativa el átomo excitado regresara a un estado de energía menor emitiendo uno de sus electrones en vez de rayos-X; tales electrones, también llamados Auger, se caracterizan por tener valores discretos de energía y por lo tanto pueden usarse para un análisis químico análogo.

- e) **Electrones transmitidos y difractados (microscopía electrónica de transmisión).** Estos son los electrones del haz incidente que logran atravesar la muestra estudiada y llevan información sobre la estructura interna de la misma. La formación de una imagen a partir de los electrones es lo que constituye la microscopía electrónica de transmisión (López Lara, 2002).

El sistema de barrido puede usarse para formar una imagen en distintos modos de operación:

- emisorio
- reflectivo
- absorptivo
- transmisivo
- rayos X
- catodoluminiscencia
- conductividad inducida por el haz

seleccionado el detector a propósito para cada caso, figura II.33. Cuando se usa en modo transmisivo el aparato se denomina STEM.

Para describir un SEM, nos referimos a la figura II.33, donde se muestran esquemáticamente las partes que se necesitan para la formación de una imagen en un SEM.

Ante todo, debemos enfocar el haz sobre un área muy reducida de la muestra ($\sim 100\text{\AA}$), esto lo hacemos colocando el área de observación en el foco de una lente, llamada objetivo, los electrones emitidos por la muestra son recolectados por los detectores apropiados, en general éstos son cajas de Faraday adaptadas a un fotomultiplicador de centelleo cuya señal se amplifica

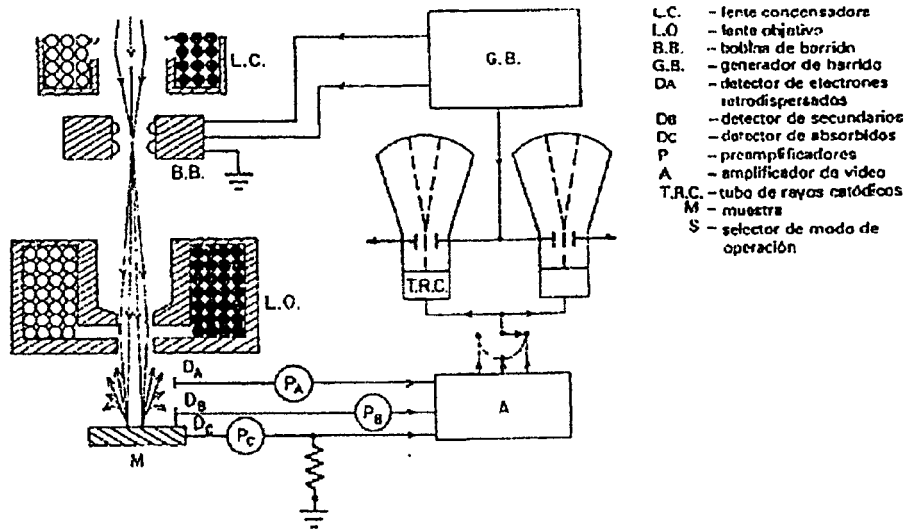


Figura II.33. Diagrama del sistema de formación de imágenes en un microscopio electrónico de barrido. (López Lara, 2002).

sucesivamente (ganancia de hasta 10^5) Y se utiliza para modular la polarización de rejilla de un tubo de rayos catódicos (TRC), de manera que se establece una correspondencia uno a uno entre la cantidad de electrones detectada y la intensidad del punto correspondiente en la pantalla del tubo.

La imagen completa de la muestra se construye finalmente por medio de un generador de barrido que deflexa tanto al haz incidente como al haz del TRC sincrónicamente (aunque la desviación de este último es mayor), de manera que a cada punto del área barrida de la muestra corresponde otro en la pantalla. La amplificación viene dada entonces como la razón entre el área barrida en la pantalla y el área cubierta por el haz incidente en la muestra (López Lara, 2002).

Algunas formas de microscopia reportadas en arcillas se pueden observar en las figuras II.34 y II.35.

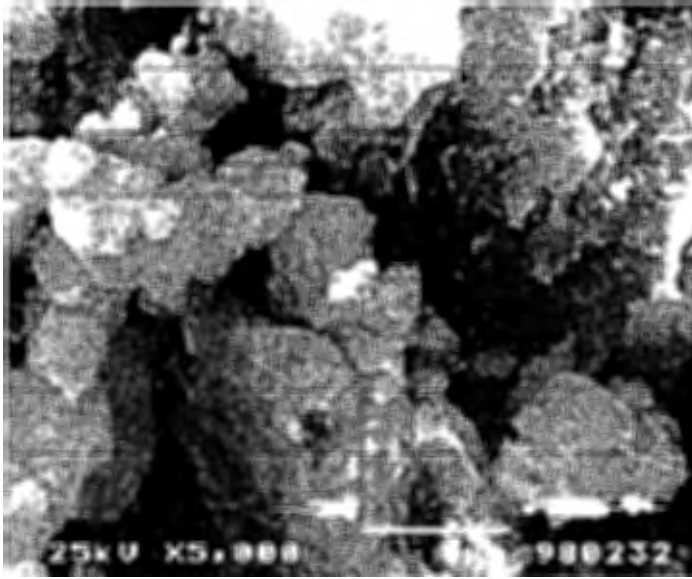


Figura II.34. Suelo reportado en un artículo de EJGE. (López Lara, 2004)

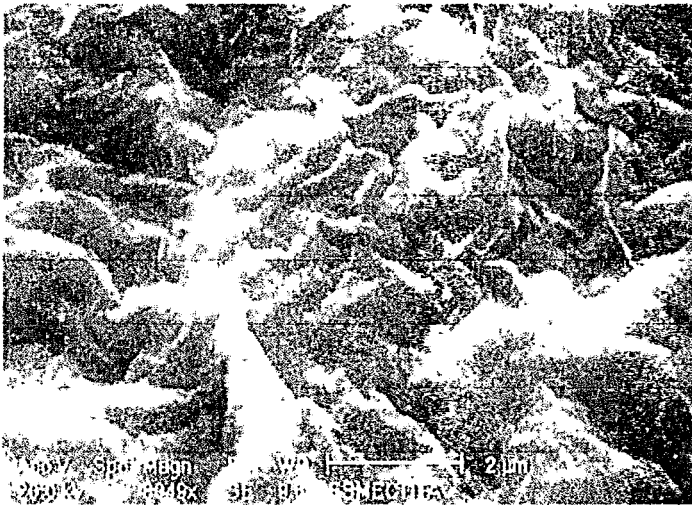


Figura II.35. Esmectita al microscopio electrónico. (González de Vallejo, 2004)

Capítulo III.- Metodología Experimental

III.1. Lugar de ejecución de la experimentación.

La ejecución de los trabajos de Difracción de Rayos X (XRD) así como las técnicas de Microscopia Electrónica de Barrido (MEB) y de dispersión de energía, fueron realizadas en la unidad Querétaro del Centro de Investigación y de Estudios Avanzados (CINVESTAV) del Instituto Politécnico Nacional (INP) en el Laboratorio de Propiedades Estructurales y Microscopia, el cual cuenta con un Difractómetro de rayos-X para polvos marca RIGAKU modelo Dmax 2100 y Microscopio electrónico de barrido PHILIPS XL30 ESEM.

El laboratorio de Mecánica de Suelos de la Facultad de Ingeniería en la Universidad Autónoma de Querétaro (UAQ) fueron ejecutadas los ensayos de propiedades índice, con el fin de clasificarlos de acuerdo con el criterio del Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (S.U.C.S.), así como la preparación de las muestras para su análisis mineralógico y la obtención de pH de las muestras ensayadas.

III.2. Trabajo de campo.

La presencia de suelos expansivos en Querétaro es común debido a sus orígenes volcánicos, por lo que se selecciono el fraccionamiento de Juríca en donde la presencia de estos suelos expansivos ha causado severos daños y por el cual se han realizado ya investigaciones con diferentes propósitos.

Por otro lado el fraccionamiento de Jardines del Vallle localizado al poniente de Querétaro también ha sido seleccionado para fines de esta investigación, por lo que se pretende hacer una comparativa con los de Juríca.

Así mismo se trabajo con otro suelo de otro estado, como es el de Monterrey, Nuevo León, el cual fue seleccionado para este mismo propósito y hacer una comparativa de los minerales presentes. La muestra fue tomada a un costado del fraccionamiento seis de marzo, el cual se encuentra en el lado oriente de la ciudad y casi sobre el lecho el río Santa Catarina.

Dos muestras de bentonita fueron seleccionadas para su análisis comparativo con los suelos estudiados de las cual las bentonitas son provenientes de un distribuidor de este material, localizado cerca de la ciudad de Santiago de Querétaro.

III.3. Obtención de la muestra inalterada.

La Norma Mexicana NMX-C-431-ONNCCE-2002 establece el método de prueba para realizar sondeos de pozos a cielo abierto. Define a un pozo a cielo abierto como una excavación superficial, en la cual generalmente se realiza abriendo zanjas o pozos con pico y pala o con ayuda de métodos mecánicos, de dimensiones suficientes para que un técnico pueda bajar directamente. El trabajo de excavación se debe realizar bajo dos condiciones ambientales fundamentales:

- Cuando no se presentan precipitaciones pluviales en el momento.
- Evitar la pérdida de humedad del material a extraerse; dependiendo el análisis y/o estudio.

La excavación se debe realizar por capas. El pozo a cielo abierto debe ser lo suficiente accesible en lo referente a sus dimensiones. Se debe cuidar especialmente los criterios para distinguir la naturaleza del suelo "in situ", y la misma; modificada por la excavación realizada. Se debe llevar un registro completo de campo. Indicando las condiciones del subsuelo durante la excavación, hecho por un técnico especializado (NMX-C-431-ONNCCE-2002). La figura III.1 muestra el perfil de un pozo a cielo abierto y la obtención de una muestra inalterada de suelo.



Figura III.1. Obtención de muestra inalterada.

III.3.1 Muestreo.

El muestreo se llevo a cabo con la realización de pozo a cielo abierto (P.C.A.) con una profundidad máxima de 3.5m el cual se obtuvieron muestras inalteradas a 0.50 y 1.00 m de profundidad en cuanto a Querétaro se refiere. Así mismo se llevo el muestreo en Monterrey alcanzando una profundidad de 2.5 m de profundidad.

La topografía en Querétaro presentada en los predios es plano, con vegetación silvestre, por lo que el espesor de capa vegetal es de 0.25 m, seguido por un espesor de estrato de arcilla color negro del orden de 3.0 m de profundidad, lo cual le sigue un estrato de arcilla limosa color café. Así, la topografía en el predio de Monterrey fue plana, con una capa vegetal de 0.15 m, seguido por un espesor de arcilla color negro del orden de 2.0 m de profundidad siguiéndole un estrato de arcilla color café oscuro.

Las excavaciones fueron rellenas después de la extracción de las muestras, con el objeto de reducir los efectos del interperismo para futuras investigaciones.

III.4. Localización de los suelos a estudiar.

El estado de Querétaro de Arteaga se encuentra ubicado en el centro del país, entre los 20°01'16" y 21°35'38" de latitud norte y los 99°00'46" y 100°35'46" de longitud oeste. Es una pequeña entidad, ya que sus 11,269.7 Km² solo rebasan las superficies del Distrito Federal y de los estados de Tlaxcala, Morelos.

Querétaro limita al noreste con San Luis Potosí. Al oriente con Hidalgo, al sur con Michoacán y Estado de México, y al poniente con Guanajuato. Dentro del territorio se distinguen tres grandes regiones: en el centro y sur el Eje Neovolcánico, al norte la Sierra Madre oriental y al oeste la Mesa del Centro. El valle de Querétaro presenta indicaciones de movimientos de la corteza terrestre, que se manifiesta en forma de cambios litológicos, topográficos e hidrológicos. Dentro del valle se observan dos fallas notables, la primera se localiza al noreste del cerro Cimatario, internándose en el valle en una extensión aproximada de 15 km y en perpendicular a la autopista México-Querétaro. La segunda falla se encuentra atravesando el valle de sur a norte en una longitud aproximada de 25 Km. Estas fallas se encuentran a una distancia considerable del predio en estudio, por lo que se descartan problemas generados por la acción de las fallas.

El fraccionamiento Jurica, se encuentra ubicado a 20°40.6' de latitud y 100°27.3' de longitud. Respecto a la estratigrafía, el área que comprende el valle está constituida predominantemente por rocas ígneas y aluvión y en proporción mínima por rocas sedimentarias.

En resumen, en la zona predominan los suelos de origen aluvial, constituidos por arcilla, limos, arenas y gravas del reciente que conforman el valle. La figura III.2 muestra la ubicación del Fraccionamiento Jurica dentro de la ciudad de Santiago de Querétaro. Así mismo el fraccionamiento Jardines del Valle se encuentra ubicado a $20^{\circ}37'$ de latitud y $100^{\circ}27'$ de longitud y se puede observar su localización en la figura III.2.

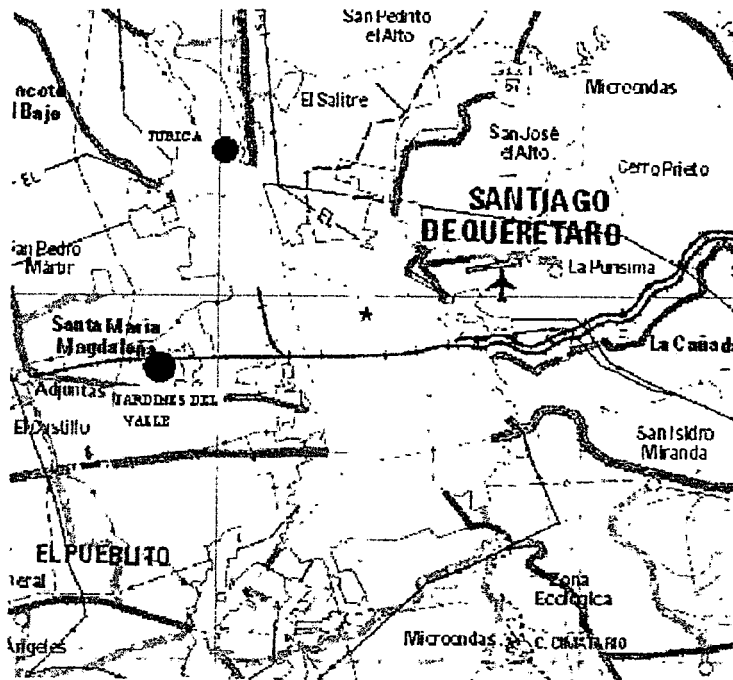


Figura III.2. Ubicación del Fraccionamiento Jurica y Jardines del Valle dentro de la ciudad de Santiago de Querétaro.

Así mismo el fraccionamiento de la ciudad de Monterrey, N.L., se encuentra ubicado a $25^{\circ}40'$ de latitud y $100^{\circ}15'$ de longitud. En la figura III.3 se puede observar su ubicación.

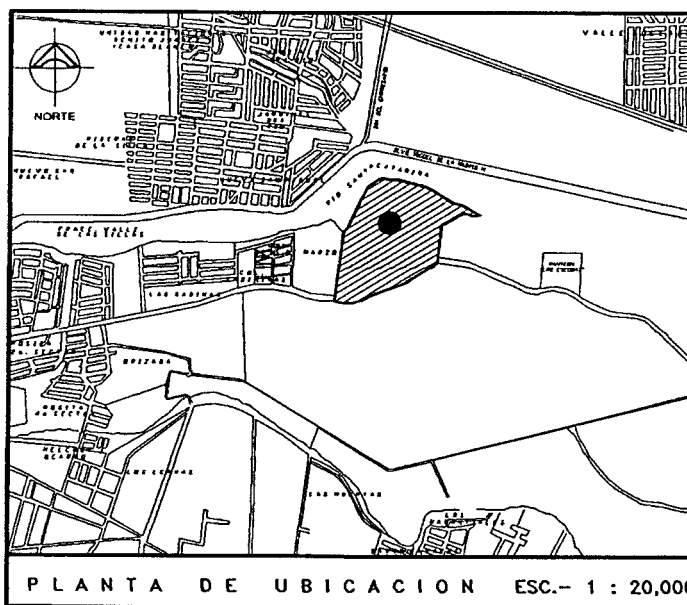


Figura III.3. Localización de la obtención de la muestra de Monterrey, N. L.

III.5. Preparación de las muestras.

Las muestras fueron secadas al horno durante 24 horas y posteriormente tamizadas por la malla No. 250 (0.058 mm), lo cual se pretende obtener el tamaño de partícula más pequeño para su análisis en el Difractómetro de Rayos X y microscopio electrónico de barrido.

III.5.1. Preparación para Difracción de Rayos X.

El tamaño y composición son los atributos más fundamentales de los sedimentos. Sin embargo el microscopio puede ser usado para identificar rápidamente arena y sedimentos cristalinos de tamaño grueso, la difracción de rayos X de polvo es la técnica más común utilizada para estudiar las características de la estructura cristalina y para determinar la mineralogía de sedimentos de grano fino, especialmente las arcillas. Como un método la difracción de rayos X es atractiva porque es rápida y fácil de hacer y porque

requiere solamente pequeñas cantidades de material, es no destructiva y se puede hacer un análisis semicuantitativo de mezcla de muchos minerales.

III.5.2. Tratamiento con etilen-glicol.

Líquidos orgánicos, principalmente etilen-glicol y glicerol, son extensamente utilizados como un tratamiento auxiliar para expandir las arcillas expansivas. Si un material expande o no y la cantidad de expansión puede proporcionar información suplementaria esencial que ayuda la identificación de los minerales de arcilla. Las arcillas expansivas se incluyen el grupo de las esmectitas (ejemplos, montmorillonita, nontronita y beidelita), algunas capas mezcladas de arcillas y vermiculita. La ventaja de utilizar el método del etilen-glicol es que no impide la expansión de la montmorillonita, por otro lado el glicerol lo impide algunas veces debido a la presencia de láminas clorhídricas en la montmorillonita. (Dixon and Weed, 1989).

El método rápido de etilen-glicol fue el que se utilizó en la preparación de las muestras para posteriormente colocarlas en el Difractómetro de Rayos X. Se presenta a continuación la metodología propuesta.

El material requerido que se utilizó para este método fue: etilen-glicol, portamuestras y papel absorbente. Del material ya tamizado por la malla No. 250 se preparó por el método del etilen-glicol de la siguiente manera:

- Las arcillas fueron preparadas en tubos añadiéndoles etilen-glicol y dejándolas reposar para su humedecimiento uniforme, y también fueron etiquetadas e identificadas. Figura III.4.



Figura III.4. Humedecimiento de las muestras con etilen-glicol

- Posterior a esto las muestras fueron colocadas en los porta-muestras como se presenta en las figuras de la III.5. a la III.8. La muestra es tomada y colocada en el portamuestras como se observa en la figura III.5 el cual es después aplanado con una superficie lisa, ver figura III.6 y enrasado, figura III.7 teniendo así el material listo para su análisis ya colocado en el porta muestras, figura III.8.



Figura III.5. Colocación del material en el porta-muestras.

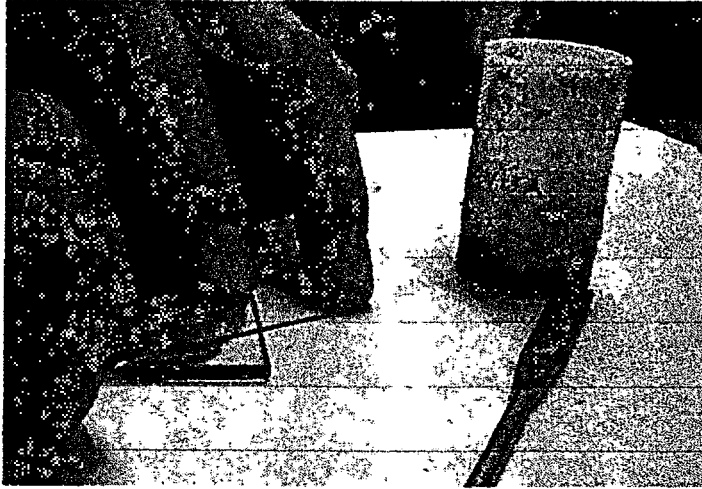


Figura III.6. La muestra es esparcida en la cavidad del porta-muestras.

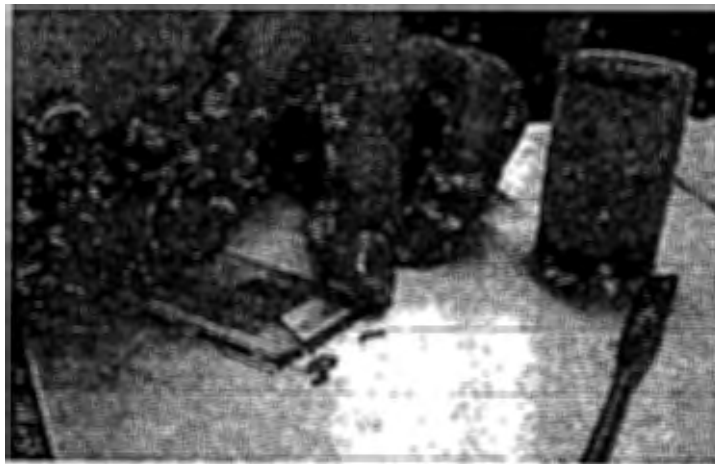


Figura III.7. El material es enrasado en el porta-muestras.



Figura III.8. Porta-muestras con material listo para análisis.

Ya colocada la muestra en el porta-muestras se procede a su colocación en el difractómetro para el análisis mineralógico como se muestra en las figuras de la III.9. a la III.10. El tiempo de una corrida de análisis de 0° a 80° es de aproximadamente 14 minutos ya que la velocidad de barrido es de $6^\circ/\text{min}$. El difractograma obtenido se puede observar en la figura III.10 teniendo en el eje de las abscisas el ángulo de incidencia de 2θ y en las ordenadas la intensidad. Para darse una idea del tamaño, el porta muestra es del tamaño de un tubo de rollo de cámara fotográfica.

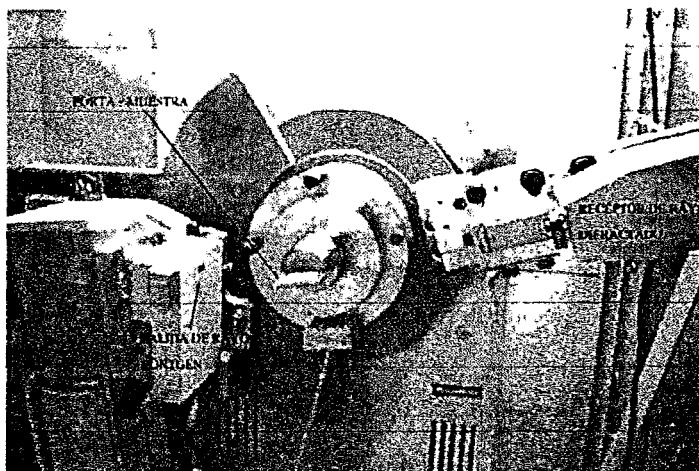


Figura III.9. El porta-muestras es colocado en el Difractómetro para su observación mineralógica.

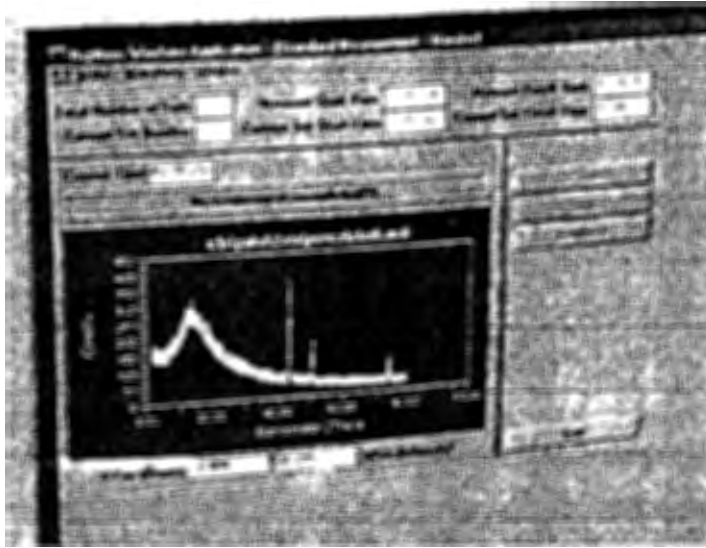


Figura III.10. Análisis de la muestra en el programa de cómputo del Difractómetro.

III.5.3. Obtención de los difractogramas.

Un difractograma es el resultado de un análisis por medio de un difractómetro y el cual grafica en el eje de las abscisas el ángulo 2θ de incidencia entre la salida del haz del rayo Röntgen y el receptor de dicho rayo, así como en las ordenadas nos da el valor de la intensidad.

Para la obtención de los difractogramas se utilizó un difractómetro marca RIGAKU modelo Dmax 2100 con las siguientes condiciones de trabajo:

- Tubo con anticátodo de Cu de 2kW utilizado a 16mA y 30kV
- Radiación empleada K_{α} del Cu.
- Monocromador de cristal curvo de grafito, $\lambda_{Cu\alpha} = 1.5046 \text{ \AA}$.
- Velocidad de barrido de $6^{\circ}/\text{min}$.
- Zona explorada de $2^{\circ} - 80^{\circ} (2\theta)$.

III.5.4. Preparación para Microscopía electrónica de barrido.

La morfología del suelo se evaluó mediante la técnica de Microscopía Electrónica de Barrido (MEB) en un microscopio PHILIPS XL30 ESEM, y se realizó el análisis semi-cuantitativo de los productos formados en el, mediante un equipo de espectroscopía por dispersión de energía de rayos X (EDX), acoplado al MEB.

En un microscopio electrónico de barrido (MEB) un haz de electrones con energía entre 1 y 40 KeV se focaliza sobre la superficie de la muestra describiendo líneas paralelas a ella. Como resultado de la interacción del haz de electrones con la muestra se producen una serie de fenómenos de entre los cuales, en este caso, el más interesante es la emisión de electrones secundarios. La intensidad de respuesta de electrones secundarios de la muestra depende en gran medida del ángulo de incidencia del haz, esto es, de la topografía de la muestra. De esta forma, mediante un detector de electrones secundarios, la intensidad de la respuesta del haz aportará información sobre el relieve y presencia de diferentes morfologías en el suelo a estudiar.

El procedimiento a seguir para el análisis en Microscopio Electrónico de Barrido es como se presenta a continuación:

Se corta una plantilla adhesiva en donde la muestra será colocada, (figuras III.11 y III.12), se coloca la muestra tamizada previamente por la malla No. 250 (0.058 mm), en el adhesivo y esta a su vez en el porta muestra esparciéndola, (figura III.13), así mismo el porta muestra es colocado en una base dentro del microscopio para su análisis. (figuras III.14 y III.15)

De la muestra tamizada previamente por la malla No. 250 (0.058 mm), se coloco en un porta muestras (ver figuras de la III.11. a la III.15.) para después someterlo dentro del microscopio y obtener las micrografías que se presentaran más adelante en el capítulo de resultados.

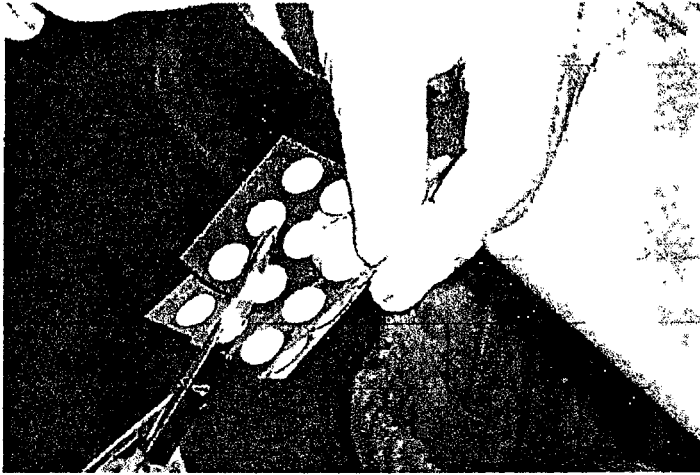


Figura III.11. Se corta una plantilla adhesiva para colocar la muestra.



Figura III.12. Colocada la plantilla adhesiva, se separa el adhesivo superior para colocar la muestra.

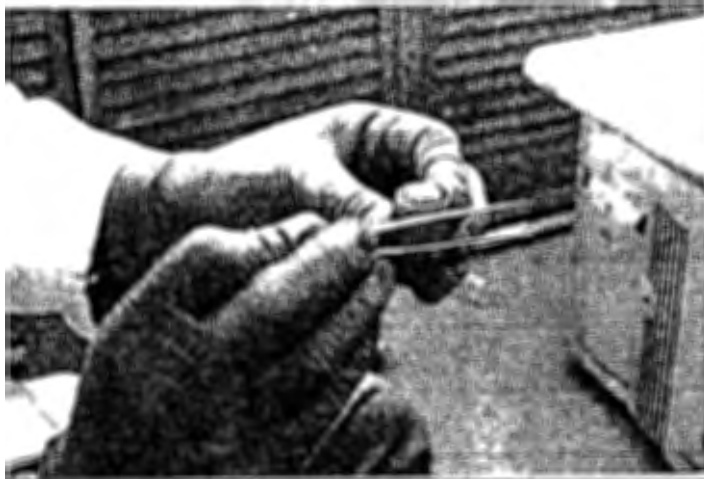


Figura III.13. El material es colocado en el porta-muestras y esparcido para su adherencia.

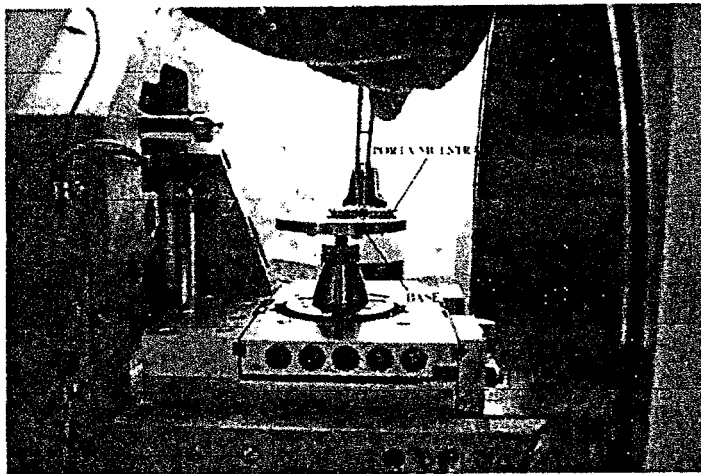


Figura III.14. Los porta muestras son colocados en la base del microscopio.

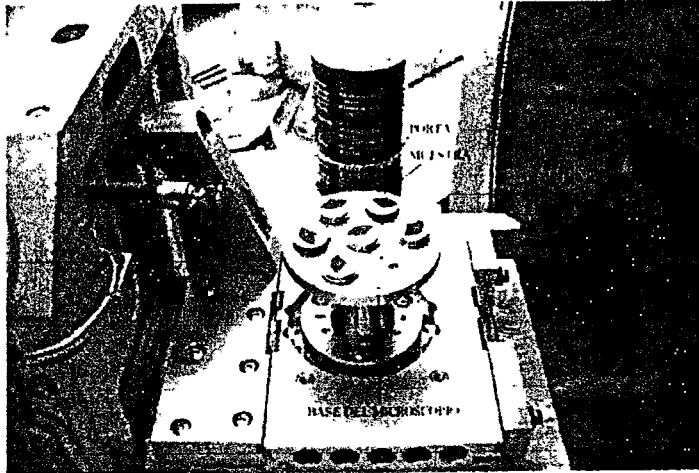


Figura III.15. Los porta-muestras colocados en el microscopio listo para su análisis.

La microscopía electrónica de barrido (MEB) es un método muy útil en la identificación de texturas y formas de agregados minerales, puesto que proporciona información sobre la morfología, topología, tamaño de partícula y otras características importantes de una muestra de suelo.

III.5.5. Plasticidad: Límites de Atterberg.

La plasticidad puede ser medida y expresada en términos numéricos mediante la determinación de los Límites de Atterberg. Para ello se utilizó los procedimientos de laboratorio de Mecánica de Suelos: ASTM D427 para Límite de Contracción, ASTM D424 para el Límite Plástico y ASTM D423 para el Límite Líquido.

En el laboratorio de Mecánica de Suelos de la Facultad de Ingeniería en la Universidad Autónoma de Querétaro (UAQ) fueron ejecutados los ensayos de propiedades índice, con el fin de clasificarlos de acuerdo con el criterio del Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (S.U.C.S.).

III.5.6. Compactación: Proctor estándar.

Para la obtención de muestras para un análisis mineralógico por el método de Microscopio Electrónico de Barrido con Dispersión de Energía, las muestras fueron ensayadas de acuerdo a la norma ASTM D-698, el cual indica la realización del ensaye Proctor estándar. Lo anterior con el fin de obtener la muestra en un estado mas denso para su análisis semi-cuantitativo de los productos formados en el suelo, mediante un equipo de espectroscopía por dispersión de energía de rayos X (EDX), acoplado al MEB. La figura III.16. muestra la colocación de la muestra en el microscopio.

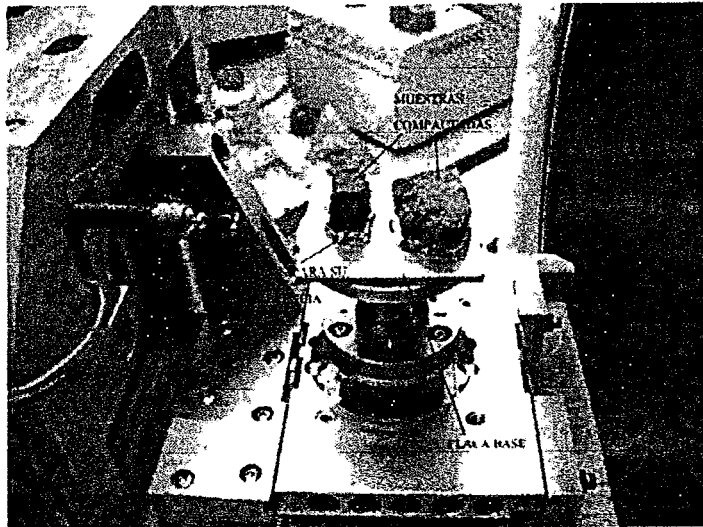


Figura III.16. Muestras listas para su análisis por dispersión de energía.

III.5.7. Procedimiento para su análisis de pH.

El PH indica las cantidades relativas de iones H^+ y OH^- que contiene la solución y refela asimismo, el porcentaje de saturación por bases.

El suelo posee desde pH 4 a 10. El pH del suelo de las zonas húmedas es generalmente ácido y posee un valor inferior a 7. el suelo que se ha desarrollado a partir de grandes depósitos de cal será de reacción alcalina. Un suelo rico en calcio raramente presentara valores de pH superiores a 7.5, pero la presencia de grandes cantidades de carbonato de calcio puede elevar el pH hasta 8.5. Por otro lado la presencia de sodio da lugar a valores de pH más elevados. Si el pH es superior a 8.5 el suelo posiblemente contiene un exceso de sodio. Generalmente, a menor cantidad de calcio corresponde un valor de pH menor, y así, para corregir la acidez excesiva se realizan adiciones de calcio en forma de cal. La siguiente escala de pH es muy importante como referencia en el estudio del suelo. Ver figura III.17. (Thompson L. 1978).

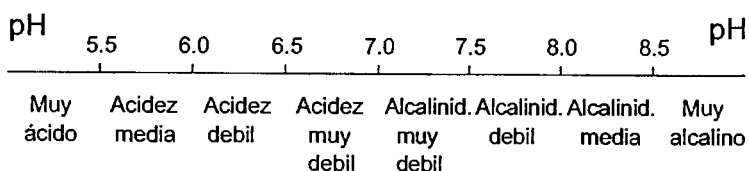


Figura III.17. Escala de pH. (Thompson L. 1978)

Las muestras se sometieron a la prueba de pH mediante un aparato de medición de pH marca HANNA instruments-ph-211 con microprocesador y aproximación a la centésima, el cual fue calibrado con solución buffer de pH 7.01 marca Merck KGaA. El pH del agua destilada utilizada fue de 7.0.

El procedimiento para la medición del pH a seguir fue el que a continuación se presenta:

Las muestras de suelo previamente tamizadas por la malla No. 250 fueron mezcladas con agua destilada en una proporción de 1/5, lo cual indica que por cada gramo de suelo analizado se agregan 5 gramos de agua destilada. (ver figura III.18.).

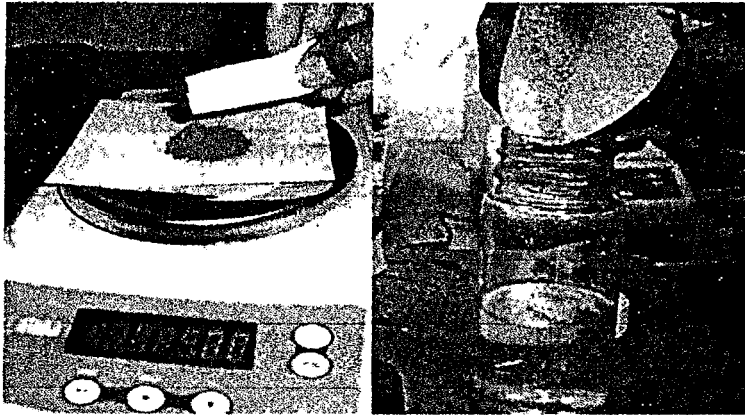


Figura III.18. Proporcionamiento 1/5 en peso del suelo con el agua destilada.

Asegurarse que el instrumento haya sido calibrado antes de tomar medidas de pH.

- Encienda el instrumento apretando el interruptor de ON/OFF. El aparato tiene como valor predefinido el modo de medida de pH automáticamente.
- Sumergir la punta (4cm / 1^{1/2}") del electrodo y de la sonda de temperatura dentro de la muestra a probar. Permitir un tiempo para que el electrodo se estabilice. (Ver Figura III.19.).
- El pH es desplegado en la pantalla del aparato así como también la temperatura.

Si las muestras son tomadas sucesivamente en diferentes muestras, se recomienda enjuagar el electrodo completamente.

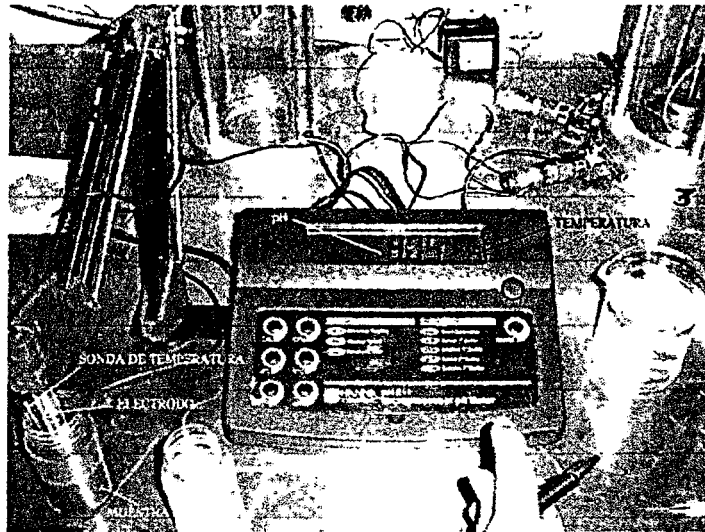


Figura III.19. Toma de lectura de la prueba de pH.

Capítulo IV.- Resultados

IV.1. Difracción de rayos X, método de polvos.

De acuerdo a los difractogramas obtenidos de cada una de las muestras se puede deducir que la mineralogía de la muestra esta constituida principalmente por filosilicatos y que estos mismos son montmorilonitas y con indicios de cuarzo. Los difractogramas se pueden apreciar de la figura IV.1 a la IV.12.

En la figura IV.1 se muestra uno de los suelos de Jurica (JUQ01), el cual presenta minerales del tipo montmorilonita sódica, con aperturas entre minerales ($d(\text{Å})$, medidas en angstroms, $1\text{Å}=1\times 10^{-7}\text{mm}$) de hasta 14Å y 18Å así como también la presencia de cuarzo. En la figura IV.2 se puede observar el mismo material con los mismos minerales solo que esta con etilen glicol, el cual este es utilizado este para identificar mejor los minerales presentes en el suelo ya que obliga al material a abrir las estructura para así facilitar la entrada de el haz de luz para su identificación.

En la figura IV.3 se muestra otro suelo de la zona de Jurica (JUQ02), teniendo así mismo la presencia de minerales de montmorilonita sódica, solo que esta presenta aperturas entre minerales de hasta 18Å y 22Å , así como también la presencia del mineral cuarzo. En la figura IV.4 es el mismo suelo pero en presencia de etilen glicol, presentando los mismos minerales.

La figura IV.5 muestra una caracterización del suelo de Jardines del Valle (JAV) teniendo así mismo el mineral de la montmorilonita sódica presente, con aperturas entre ellas de hasta 18Å y 22Å , también es detectado el mineral cuarzo. En la figura IV.6 se presenta el mismo suelo de Jardines del Valle solo que con etilen glicol para su mejor identificación mineralógica.

La figura IV.7 muestra la caracterización del suelo de Monterrey, N.L. de la zona oriente (SDM), en donde se encuentra el mineral de montmorilonita cálcica con aperturas entre ellas de hasta 15Å , así como también la presencia de cuarzo. La figura IV.8 muestra el mismo suelo de Monterrey, solo que con preparación de etilen glicol.

En la figura IV.9 es presentada la bentonita sódica (BENNA) indicando la presencia del mineral montmorilonita cálcica con aperturas de hasta 15Å , así como la presencia de cuarzo. En la figura IV.10 es presentada la bentonita sódica solo que con el tratamiento de etilen glicol para obligar a los minerales a separarse y así el difractómetro pueda tener una mejor lectura de los minerales presentes, por lo que gracias a este tratamiento se puede observar la presencia de montmorilonita sódica cosa que sin ella pudo pasar desapercibido, con aperturas de hasta 18Å siendo esta de mayor intensidad, esta también presenta la montmorilonita cálcica con apertura de hasta 4.49Å . La presencia de cuarzo es también observada.

La Figura IV.11 muestra la caracterización de la bentonita cálcica (BENCA) en donde se encuentra la presencia de monmorilonita cálcica con apertura de hasta 15Å y presencia e cuarzo. Así mismo en la figura IV.12 es presentada la misma muestra solo que con tratamiento de etilen glicol para tener una mejor lectura, presentando la montmorilonita sódica con apertura de hasta 18Å siendo esta de mayor intensidad y la cálcica con apertura de hasta 4.49Å así como la presencia de cuarzo.

Las intensidades me indican la mayor presencia del mineral con respecto a otras, pudiendo así observar que mineral es el que predomina en las muestras.

El valor de reflexión al cual fueron sometidas las muestras es de 1.54Å (lo cual indica el espesor del haz de luz emitido por el difractómetro), y las cartas con las que fueron identificadas las intensidades (los picos) de las difracciones pueden

ser observadas en la sección de anexos, así como también se pueden apreciar el número de reflexiones de cada tipo de mineral.

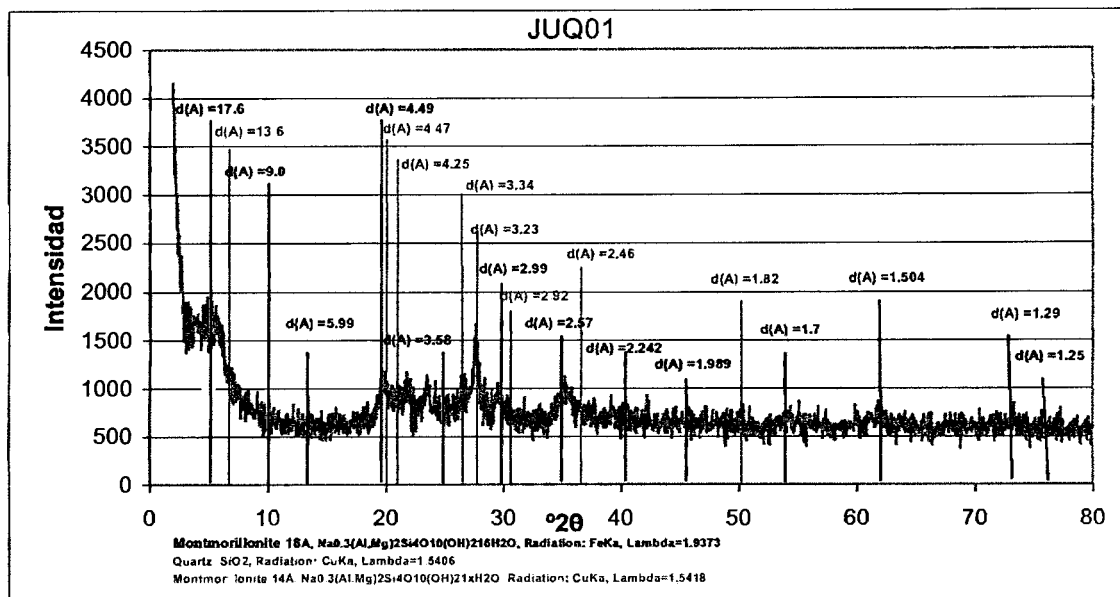


Figura IV.1. Difractograma de suelo de Jurica, Qro. (JUQ01).

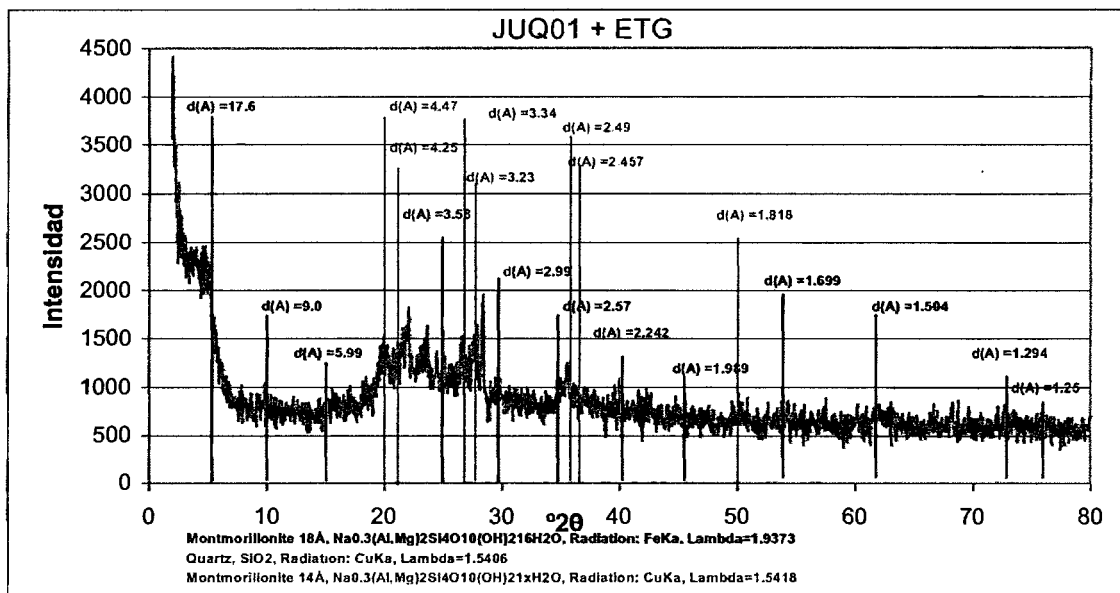


Figura IV.2. Difractograma de suelo de Jurica, Qro. + etilen glicol (JUQ01).

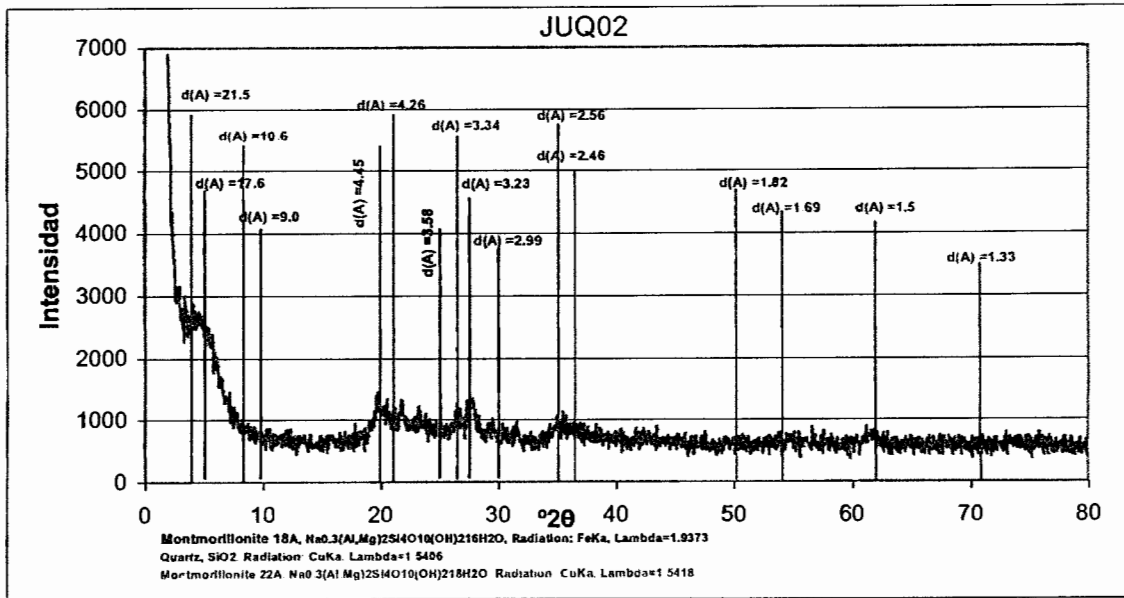


Figura IV.3. Difractograma de suelo de Jurica, Qro. (JUQ02).

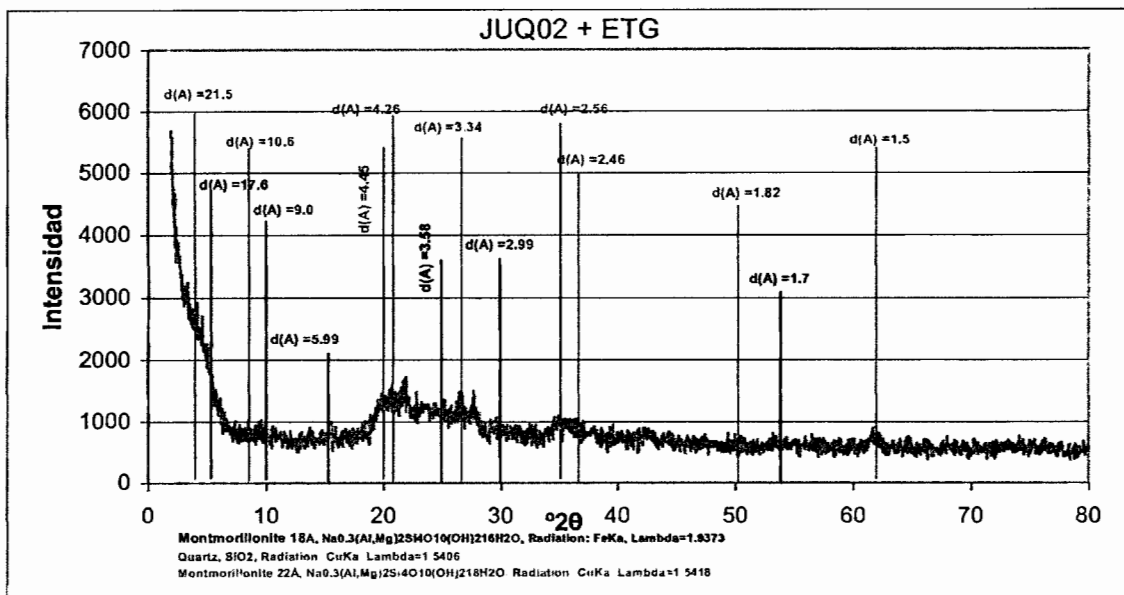


Figura IV.4. Difractograma de suelo de Jurica, Qro. + etilen glicol (JUQ02).

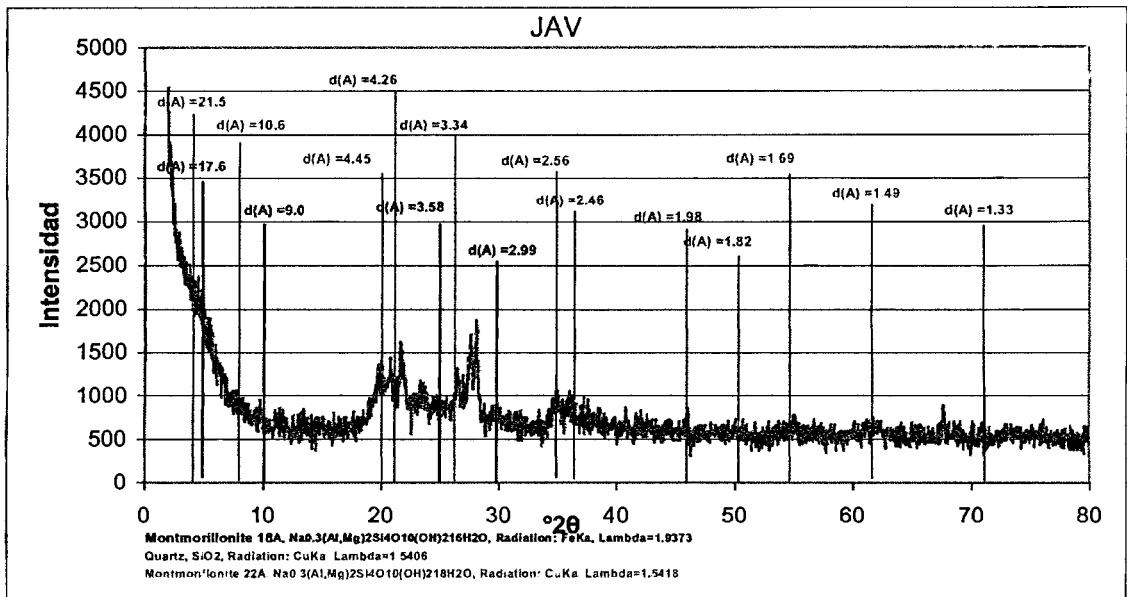


Figura IV.5. Difractograma de suelo de Jardines del Valle, Qro. (JAV).

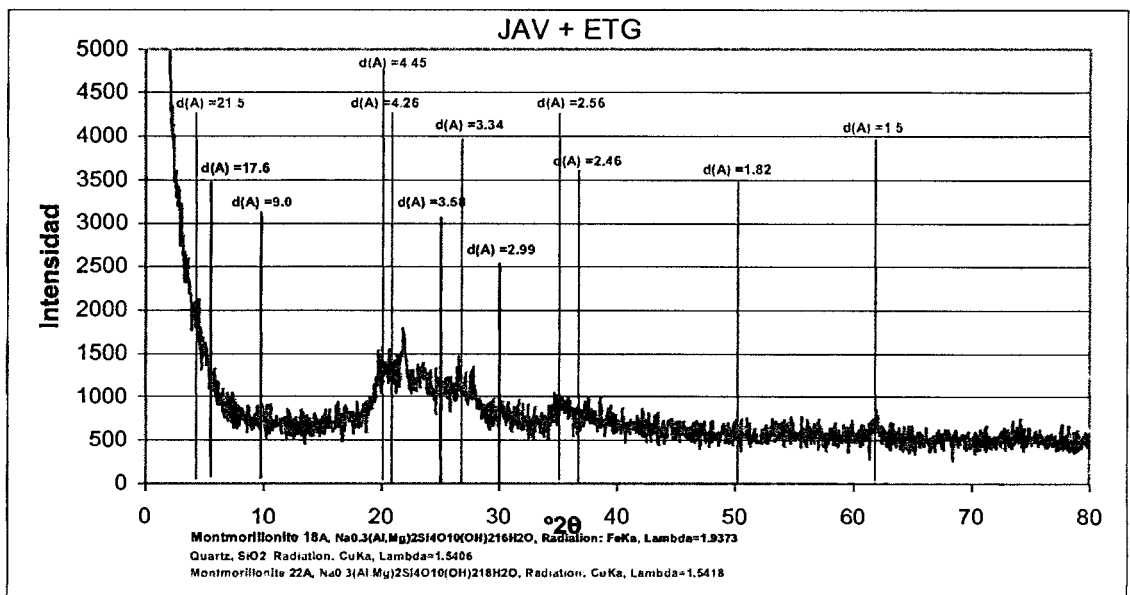


Figura IV.6. Difractograma de suelo de Jardines del Valle, Qro. + etilen glicol (JAV).

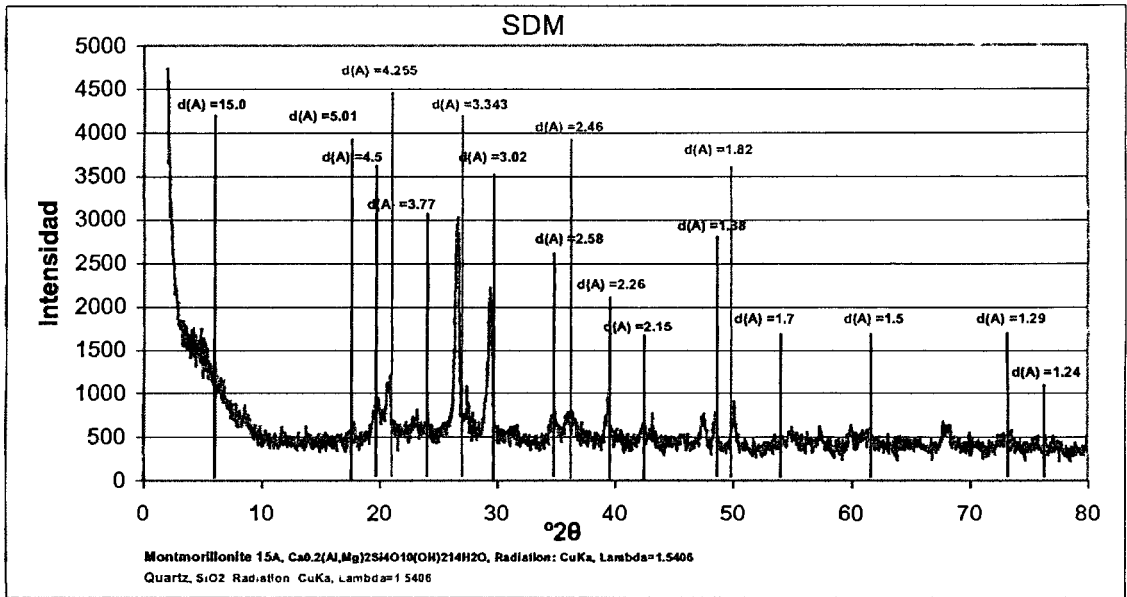


Figura IV.7. Difractograma de suelo de Monterrey (SDM).

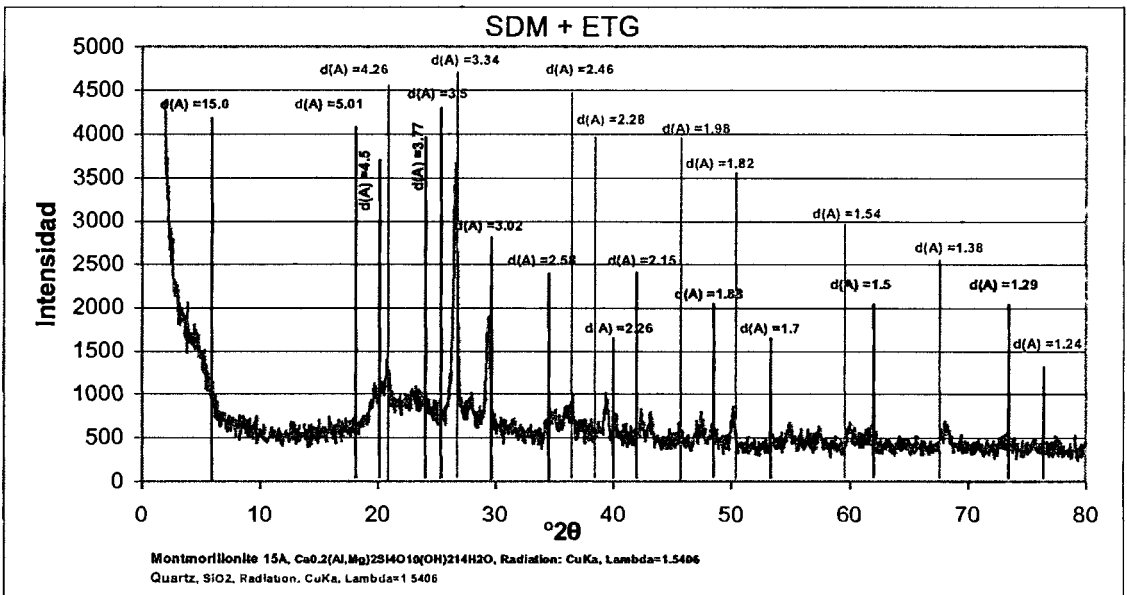


Figura IV.8. Difractograma de suelo de Monterrey + etilen glicol (SDM).

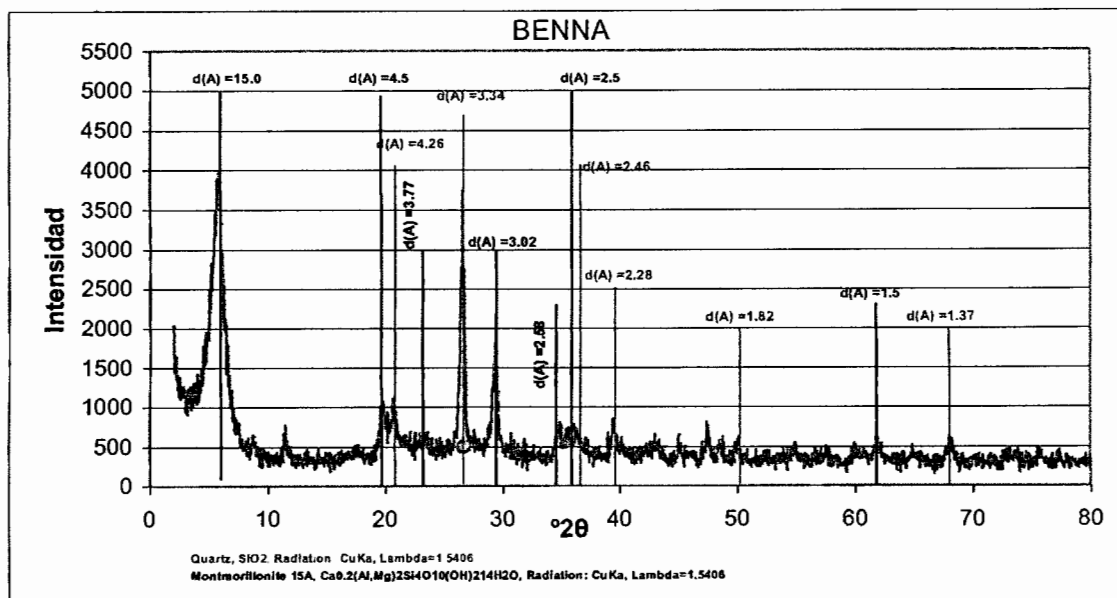


Figura IV.9. Difractograma de bentonita sódica (BENNA).

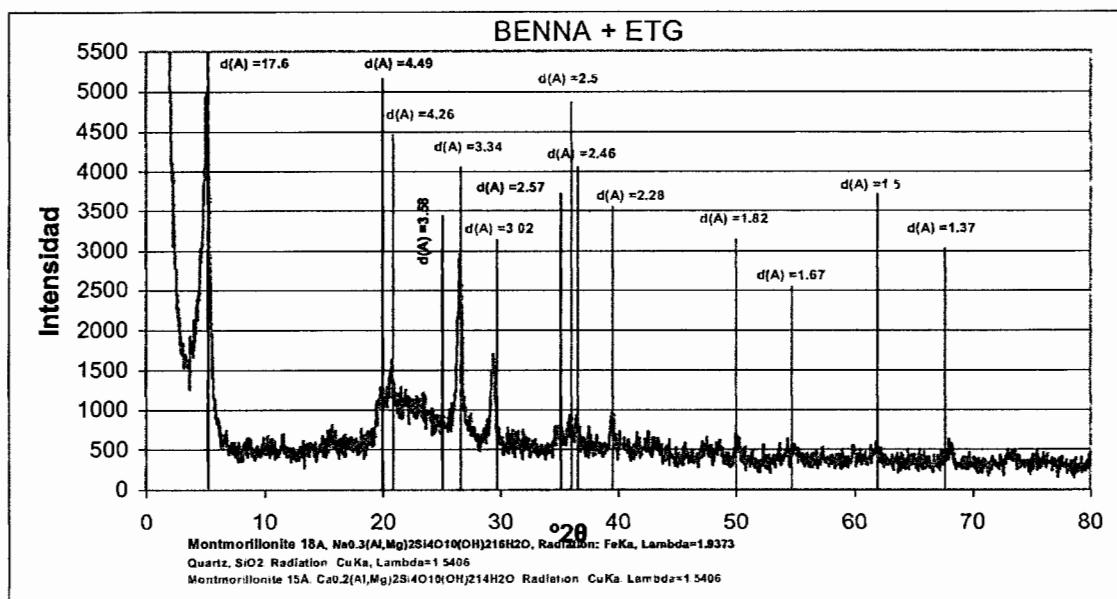


Figura IV.10. Difractograma de bentonita sódica + etilen glicol (BENNA).

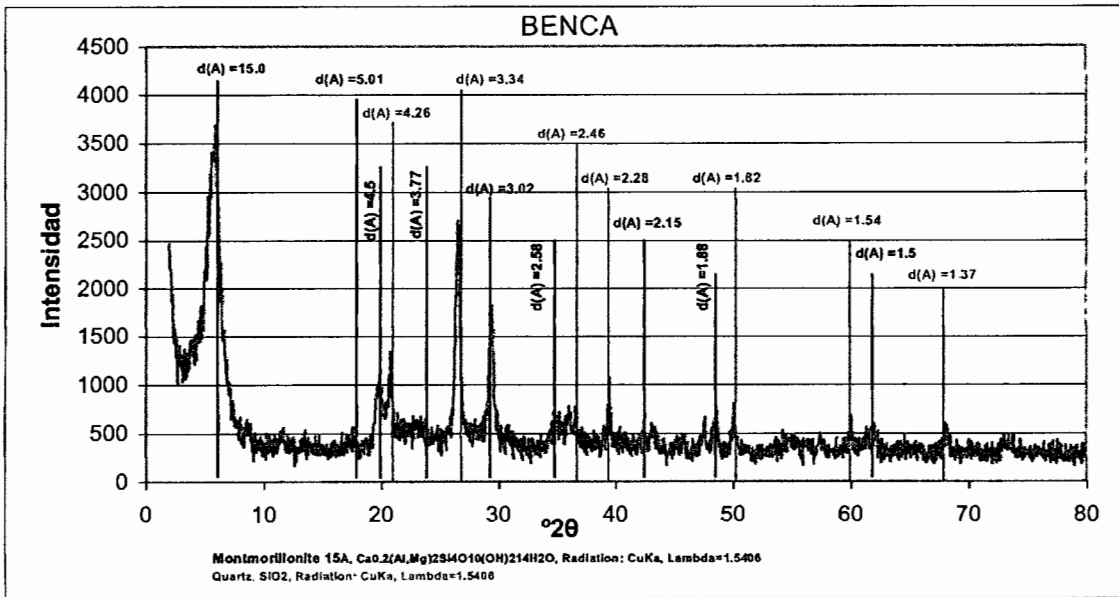


Figura IV.11. Difractograma de bentonita cálcica (BENCA).

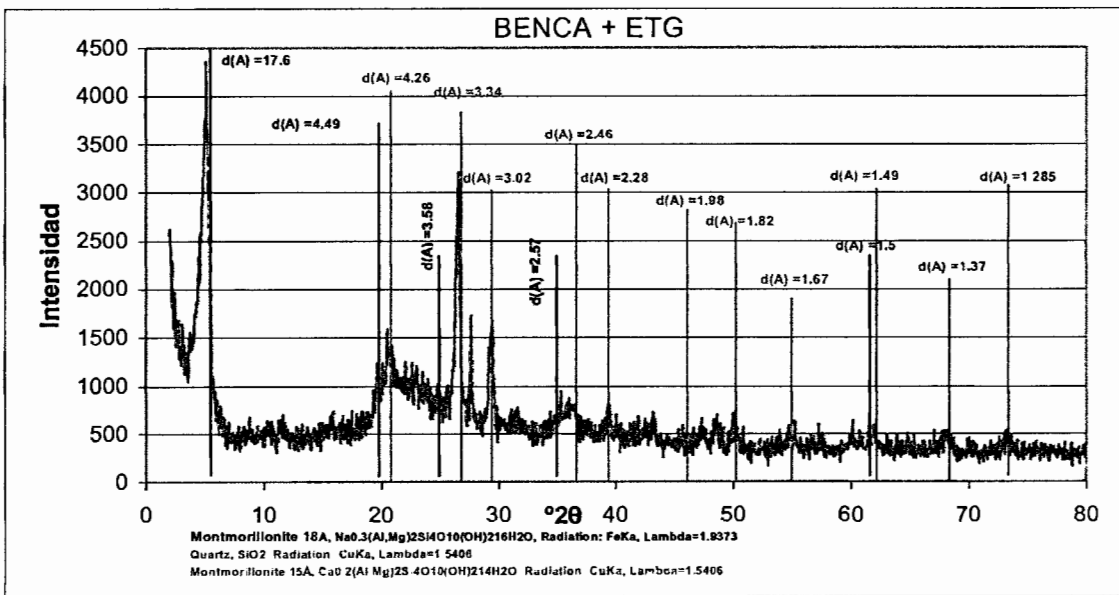


Figura IV.12. Difractograma de bentonita cálcica + etilen glicol (BENCA).

La diferencia que existe del suelo extraído de Monterrey en comparación con los estudiados de Querétaro en este documento es en cuanto a la presencia del mineral montmorilonita, ya que el suelo de Monterrey es del tipo cálcica y el de Querétaro es del tipo sódica, así como también a la apertura entre minerales teniendo que las de Monterrey tienen aperturas de hasta 15Å y las de Querétaro presentan aperturas de hasta 22Å pertenecientes a las dos zonas estudiadas (Jurica y Jardines del Valle). Lo anterior debido obviamente al origen del suelo.

Así mismo la diferencia de las bentonitas estudiadas respecto a los suelos estudiados es en cuanto a la mayor intensidad del mineral montmorilonita y cuarzo, presentes en las bentonitas observadas en los difractogramas anteriormente observadas, siendo la montmorilonita el mineral contribuyente a su capacidad de expandirse.

La trascendencia que tienen las separaciones en Å en cada tipo de mineral, nos da una idea de su capacidad a expandirse.

El tratamiento con etilen glicol para las muestras analizadas en el difractómetro de rayos X tiene como objetivo eliminar la materia orgánica para así obtener un difractograma más claro.

IV.2. Microscopio electrónico de barrido, (MEB).

Por medio del microscopio electrónico de barrido se puede apreciar el ordenamiento o disposición espacial de las partículas de los suelos estudiados que se presentan en esta tesis, en el cual presenta morfologías irregulares y tamaños de las laminas de las arcillas comprendidas entre 1 y 50 μm ($1 \mu\text{m} = 0.001 \text{ mm}$). Ver figuras de la IV.13 a la IV.18.

La figura IV.13 muestra suelo de la zona de Jurica (JUQ01) a diferentes acercamientos (2,000x y 6,000x), donde se observa aglomeración del orden de 20

μm de tamaño, el cual esta formada por estructuras laminares o de hojuelas sobrepuestas entre si (cara-cara). Es visto también pequeñas láminas del orden de 1 a 2.5 μm teniendo contacto del tipo borde-cara.

La figura IV.14 se observa otra muestra tomada en Jurica (JUQ02) a diferentes acercamientos (2,000x y 6,000x), en el cual se puede observar una aglomeración del orden 50 μm formadas por estructuras laminares sobrepuestas entre ellas mismas.

La figura IV.15 muestra suelo tomado de la zona de Jardines del Valle (JAV) con diferentes acercamientos (2,000x y 6,000x), pudiéndose observar pequeñas aglomeraciones del orden de 20 μm de láminas de arcilla sobrepuestas unas con otras. También se puede observar en la toma de mayor acercamiento (6,000x), partículas constituidas por nódulos o agregados esféricos del orden de 1 a 2 μm el cual (González de Vallejo et al. 2004) es una característica de medios ricos en óxidos de Hierro (FeO).

La figura IV.16 muestra el suelo estudiado de Monterrey (SDM) con diferentes acercamientos (2,000x y 6,000x) presentándose así aglomeraciones entre 5 y 10 μm de laminas de contacto cara-cara. También en la toma de mayor acercamiento (6,000x), se pueden observar partículas constituidas por agregados esféricos del orden de 1 a 2 μm .

La figura IV.17 muestra el ordenamiento espacial de la bentonita sódica (BENNA) a diferentes acercamientos (2,000x y 6,000x) presentando aglomeraciones de laminas del orden de 25 μm sobrepuestas unas con otras con contacto cara-cara.

La figura IV.18 se observa la bentonita cálcica estudiada (BENCA) a diferentes acercamientos (2,000x y 6,000x) teniéndose aglomeraciones de láminas sobrepuestas entre si del orden de 25 μm . Se puede observar también en la toma de mayor acercamiento partículas o agregados esféricos del orden de 1 μm , así como pequeñas láminas del orden de 4 μm teniendo el contacto del tipo cara-borde.

Hablando de una forma general de todas las micrografías, estas están presentadas en forma de láminas sobrepuestas unas de otras, formando aglomeraciones, exceptuando las figuras IV.15, IV.16 y IV.18 teniendo en estas pequeñas partículas o agregados esféricos siendo los suelos de Jardines del Valle, Qro. (JAV); Monterrey, N. L. (SDM) y la bentonita cálcica (BENCA)

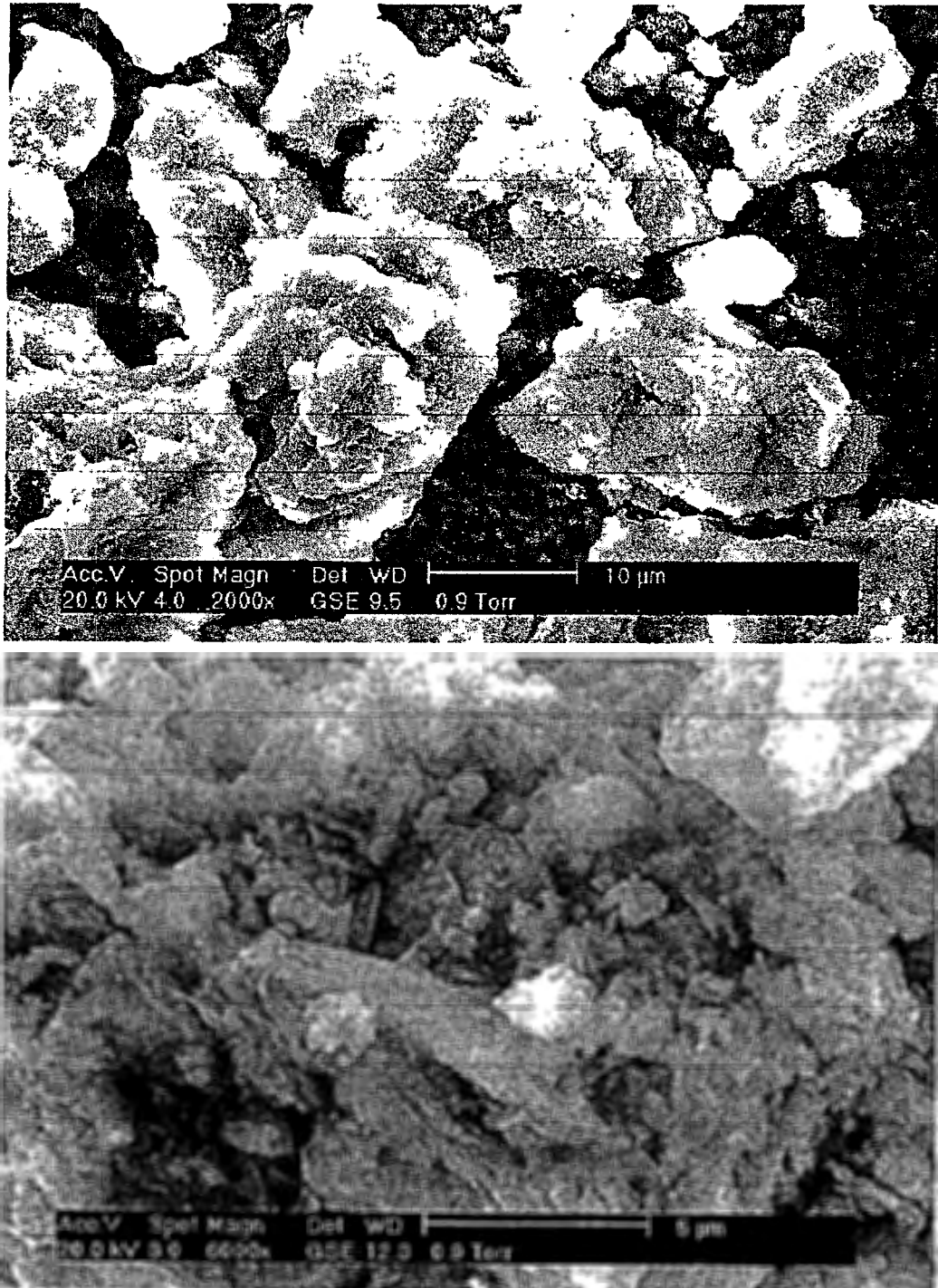


Figura IV.13. Micrografía del suelo de Jurica (JUQ01) a diferentes acercamientos.

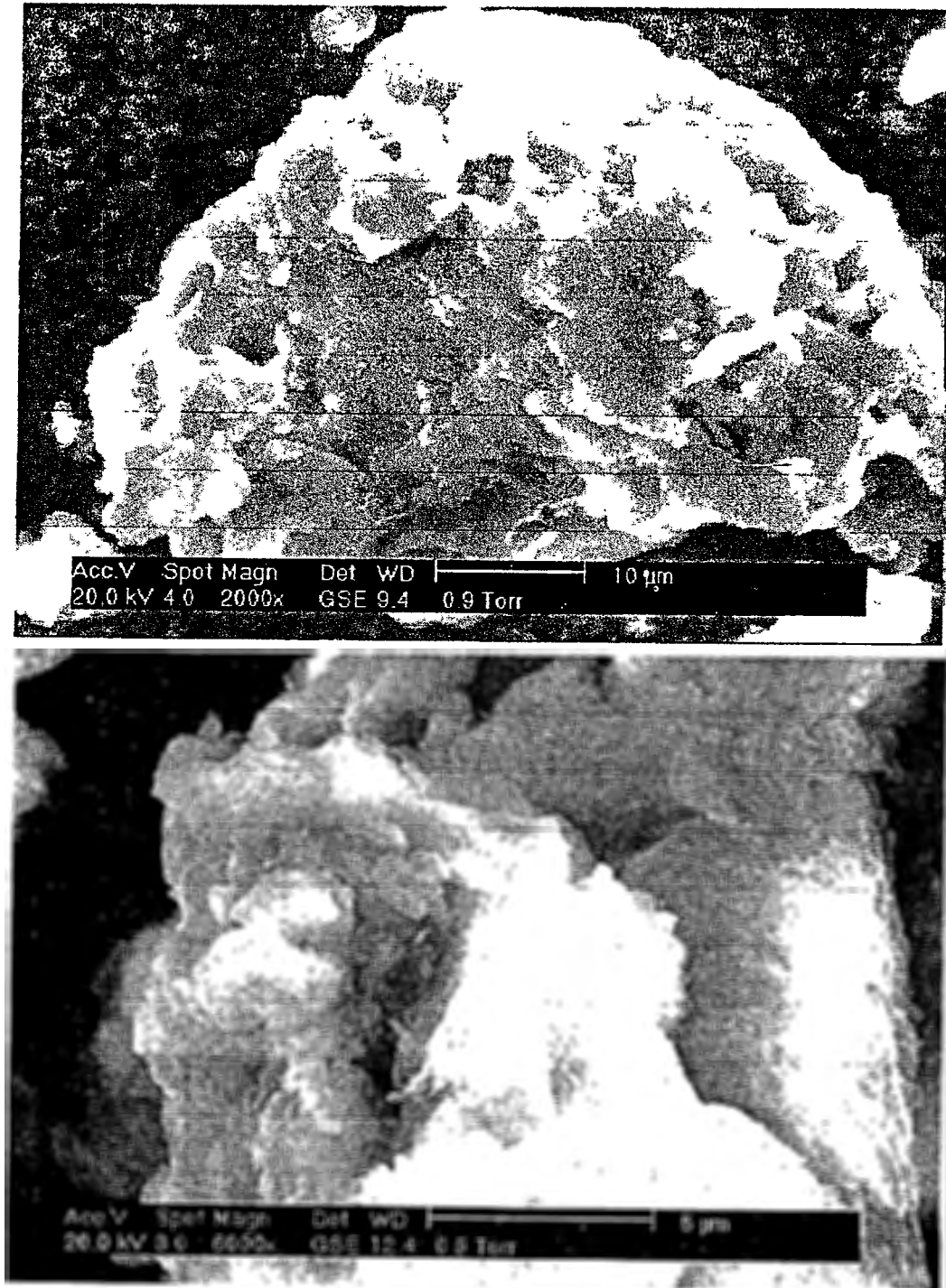


Figura IV.14. Micrografía del suelo de Jurica (JUQ02) a diferentes acercamientos

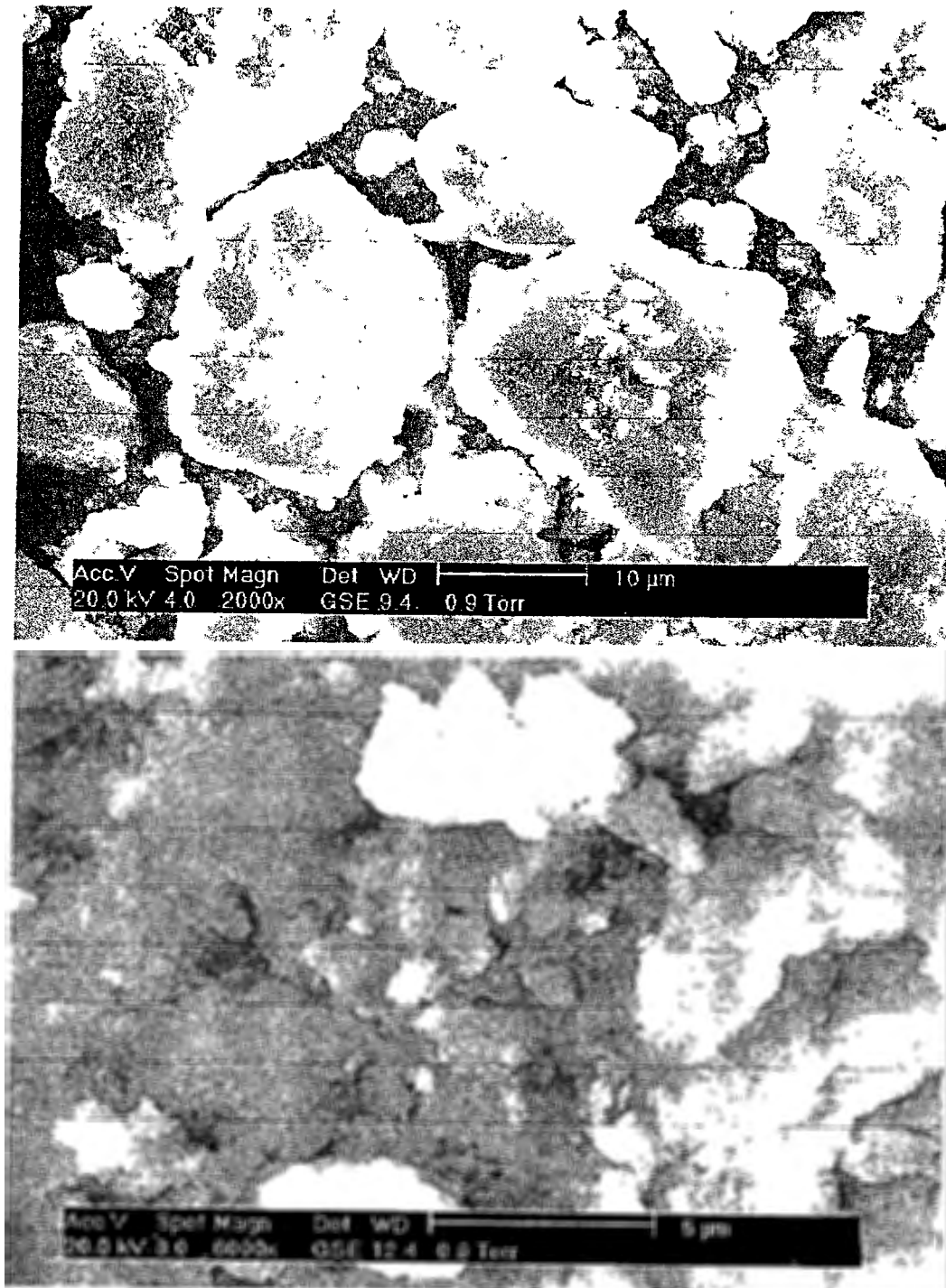


Figura IV.15. Micrografía de Jardines del Valle (JAV) a diferentes acercamientos

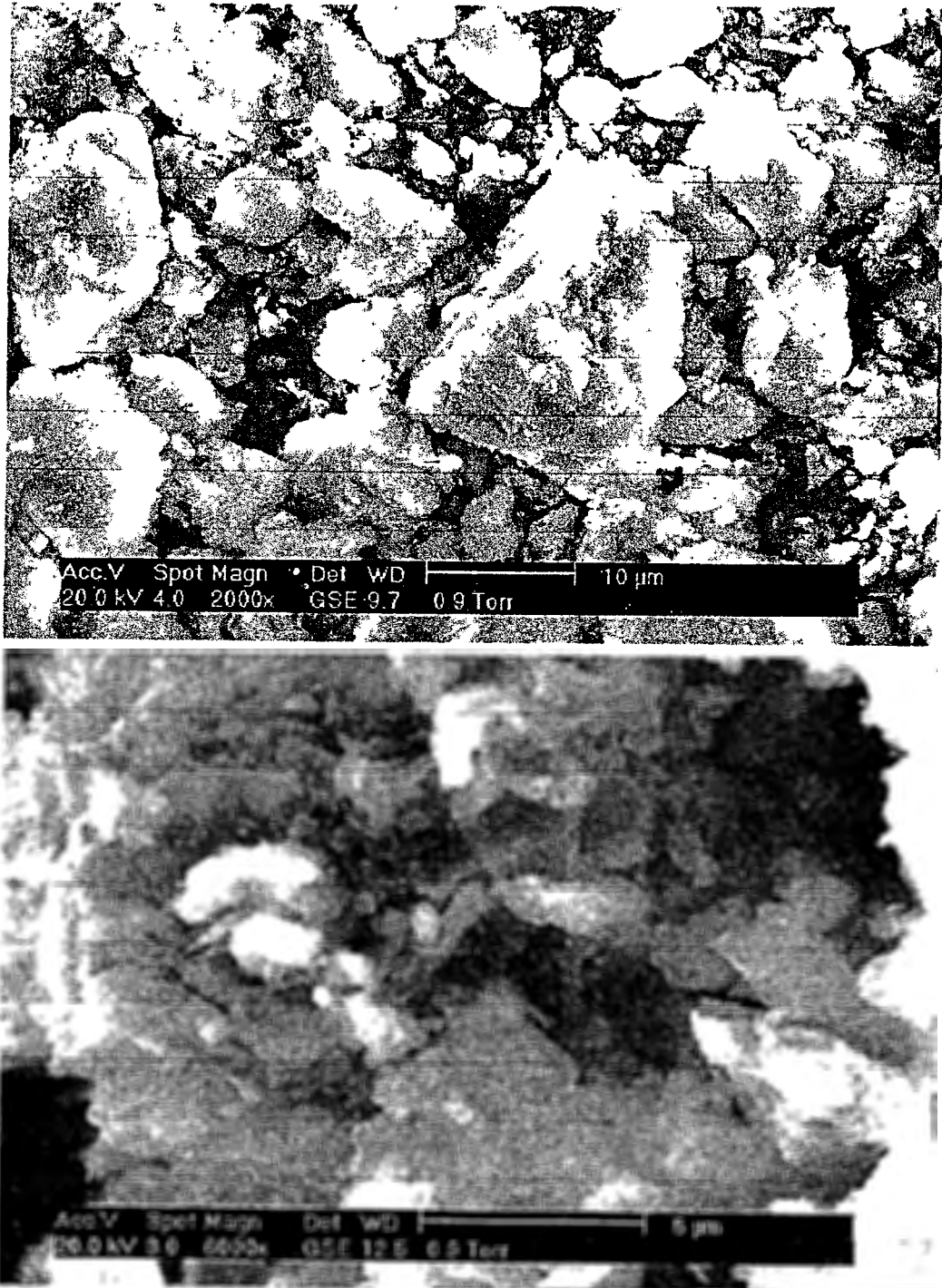


Figura IV.16. Micrografía del suelo de Monterrey (SDM) a diferentes acercamientos

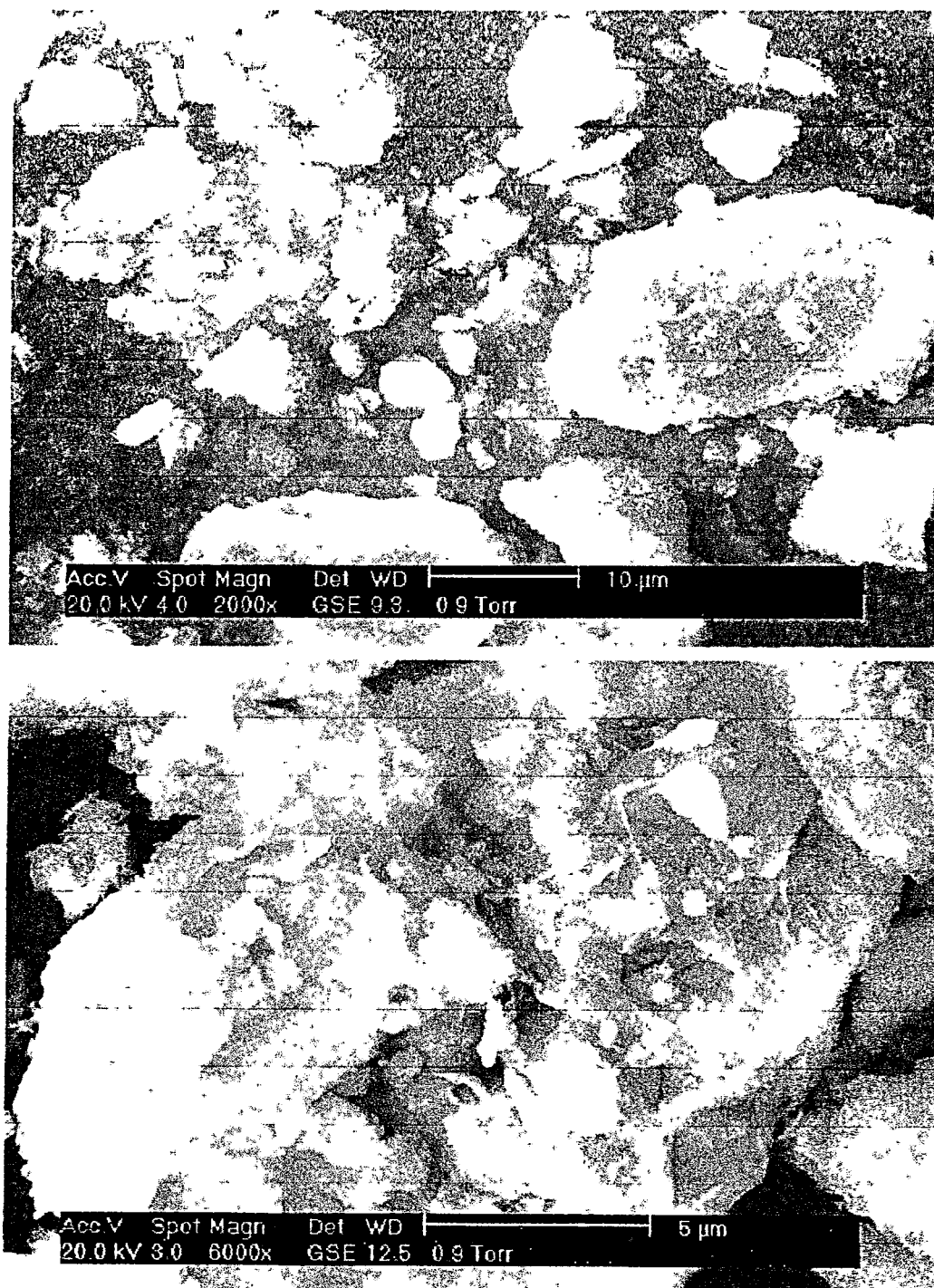


Figura IV.17. Micrografía de bentonita sódica (BENNA) a diferentes acercamientos

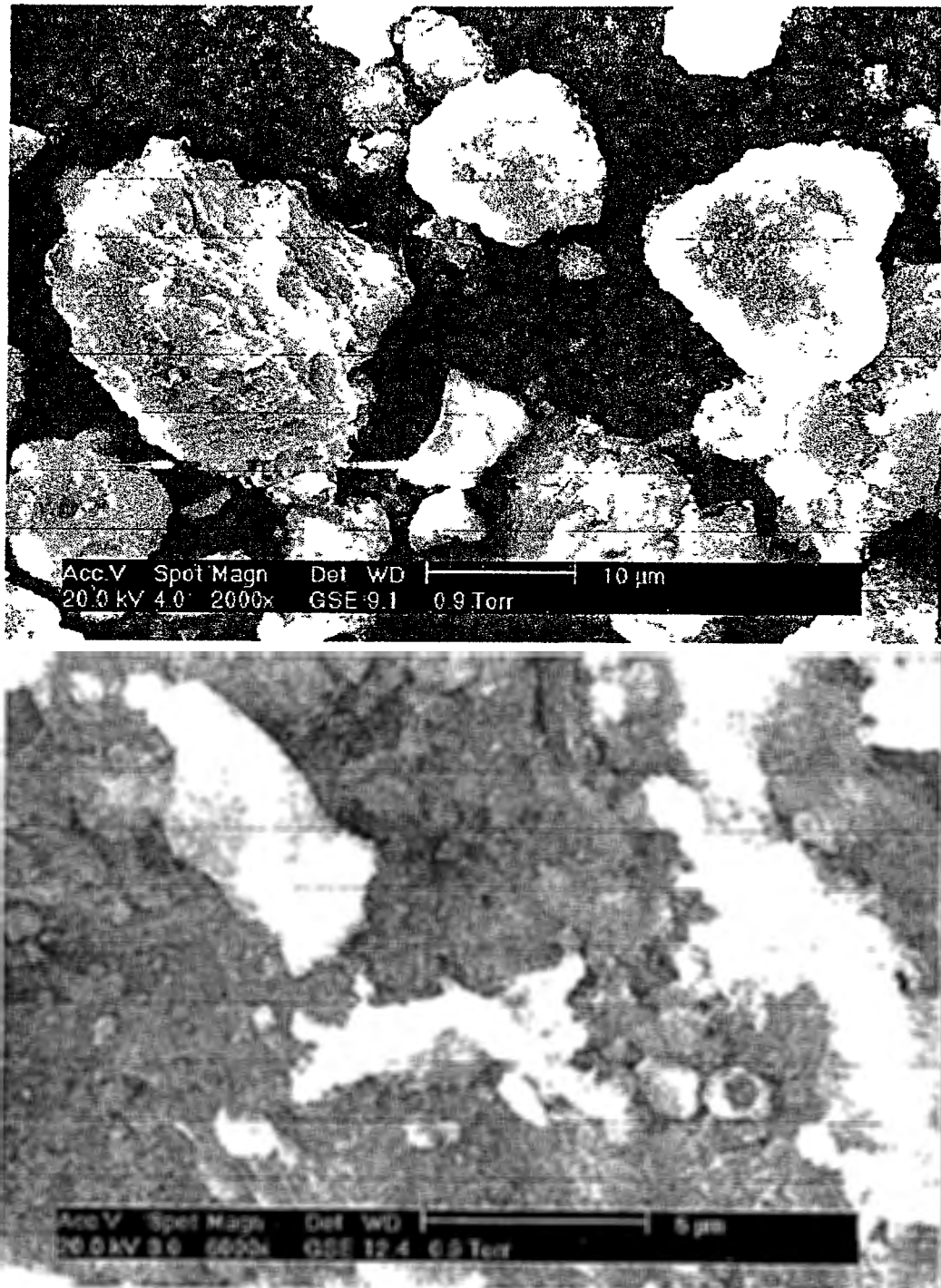


Figura IV.18. Micrografía de bentonita cálcica (BENCA) a diferentes acercamientos

Las partículas arcillosas en todos los casos mostrados anteriormente se encuentran dispuestas al azar y frecuentemente se observan formando una microestructura del tipo laminar u orientada y algunas con pequeñas partículas del tipo esféricas característicos (González Vallejo et al. 2004) de medios ricos en óxidos de fierro. Los tamaños presentados anteriormente varían de 1 μm hasta 50 μm , el cual nos da una indicación de matrices heterogéneas formadas por láminas de arcillas orientadas y medios esféricos con una orientación preferente; teniendo estructuras compactas y anisótropas.

IV.3. Propiedades índice de los suelos estudiados.

En la tabla IV.1 se presentan características de los suelos estudiados en cuanto a sus propiedades índices se refiere; así como también su densidad humedad y peso volumétrico.

Las muestras estudiadas fueron: dos muestras de suelo del Fraccionamiento Jurica (JUQ01 y JUQ02), una muestra de Jardines del Valle (JAV), de Querétaro, una muestra de Monterrey, Nuevo León, obtenida del lado Oriente a un lado de la colonia seis de Marzo (SDM) y dos bentonitas, una sódica Na y otra cálcica Ca.

Tabla IV.1. Propiedades índices de los suelos estudiados.

Identificación	Límite Líquido %	Límite Plástico (%)	Índice Plástico (%)	Límite de Contracción (%)	Ss	Peso Vol. (Ton/m ³)	% de Exp.	Clas. SUCS*
JUQ01	59.7	21.0	38.7	12.5	2.61	1.73	14.6	CH
JUQ02	61.2	22.8	38.4	12.7	2.62	1.70	14.1	CH
JAV	81.8	30.0	51.8	16.5	2.54	1.68	12.1	CH
SDM	57.6	24.4	33.2	13.4	2.59	1.66	7.6	CH
BENTONITAS	156	47.0	109.0	14.5	2.60	—	—	CH**

*Sistema Unificado de Clasificación de Suelos

**Referencia. (González P. 2004)

La expansión fue medida en el odómetro en forma libre sin carga, el cual consiste en labrar una muestra inalterada en un anillo con drenaje en las dos caras, colocarla en el odómetro y saturar para su medición de altura final respecto a la inicial, teniendo así un porcentaje de alturas.

IV.4. Prueba de compactación PROCTOR.

El suelo fue sometido a la prueba de compactación PROCTOR estándar de el cual se tomo una muestra de este para su análisis cuantitativo por medio del método de Microscopio Electrónico de Barrido con Dispersión de Energía. Se puede observar la grafica de compactación en la figura IV.19. El valor de peso volumétrico seco máximo (γ_d) es de $1,400\text{Kg/m}^3$ y un contenido de agua óptimo (W_o) de 28.7%.

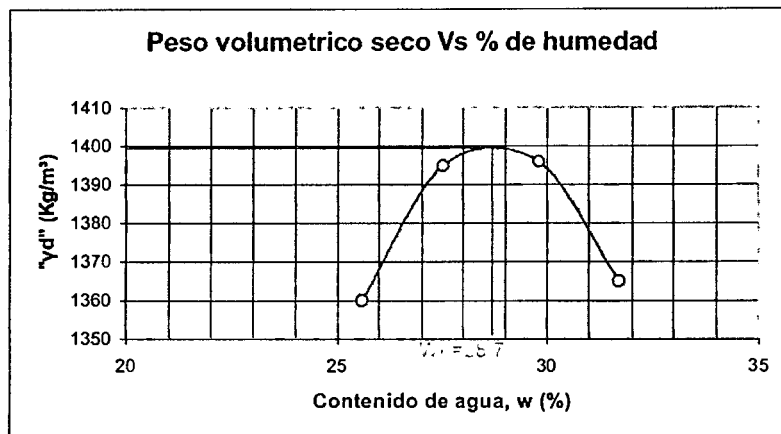


Figura IV.19. Grafica de peso volumétrico Vs. % de Humedad.

Nota: la única muestra que se logro realizar para la realización de esta prueba fue la de Jurica debido a que ya no se contaba con el suficiente material para dicha prueba.

IV.5. Microscopio Electrónico de Barrido con Dispersión de Energía.

Las muestras obtenidas de la prueba de compactación PROCTOR estándar se colocaron en un porta muestras para su análisis cuantitativo de los elementos, por medio del microscopio electrónico de barrido con dispersión de energía. Los resultados obtenidos se pueden observar de la Figura IV.20 a la IV.23.

Ya que las muestras reproducidas son solo de la zona de Jurica, la similitud entre los resultados obtenidos se puede apreciar, ya que tenemos cantidades de compuestos similares. El promedio de estos se puede observar en la tabla IV.2.

Tabla IV.2 Análisis cuantitativo de los elementos por medio del microscopio electrónico con dispersión de energía.

Elemento	% en peso atómico
O	65.0
NA	0.7
Mg	1.3
Al	7.5
Si	22
K	0.7
Ca	1.0
Ti	0.2
Fe	1.6
TOTAL	100.0

Teniendo los % en peso atómico de los elementos encontrados en la muestra se puede hacer un análisis cuantitativo de los elementos predominantes en la muestra, arrojados por la Difracción de rayos X, siendo estos la montmorilonita sódica $[\text{Na}_{0.3} (\text{Al}, \text{Mg})_2 \text{Si}_4\text{O}_{10} (\text{OH})_2 \text{H}_2\text{O}]$ y el cuarzo (SiO_2).

Para el análisis cuantitativo de los minerales anteriores es utilizada la Ley de Proust, publicada en 1,801 el cual dice lo siguiente: "Cuando dos o más sustancias simples se combinan para formar un determinado compuesto, lo hacen siempre manteniendo la misma proporción entre las masas". (Hein, 1992).

Teniendo el arreglo de los elementos químicos que contiene la monmorilonita $\text{Na}_{0.3} (\text{Al}, \text{Mg})_2 \text{Si}_4 \text{O}_{10} \text{OH}_2 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$ y el cuarzo SiO_2 se obtiene la siguiente relación:

$$\frac{\text{Na}}{\text{Si}} = \frac{0.3}{4} \quad \text{para la monmorilonita}$$

Si consideramos que de la tabla IV.2 que el sodio (Na) solamente pertenece a la monmorilonita, entonces podremos obtener cuanto de silicio contiene la muestra en la monmorilonita de la siguiente forma:

$$\text{Si} = \text{Na} \left(\frac{4}{0.3} \right) = 0.7 \left(\frac{4}{0.3} \right) = 9.3 \quad \text{perteneciente a la monmorilonita}$$

si el total de silicio (Si) en la muestra contiene un 22% entonces:

$$\left(\frac{9.3}{22} \right) * 100 = 42.3\% \quad \text{que representa a la monmorilonita}$$

De lo anterior se puede deducir que de la muestra analizada el 42.3% representa a la montmorilonita y el 57.7% pertenece al cuarzo. Lo anterior es con una suposición de que los elementos encontrados con el método de la dispersión de energía, solamente corresponden a la montmorilonita y al cuarzo siendo estos los predominantes en la muestra.

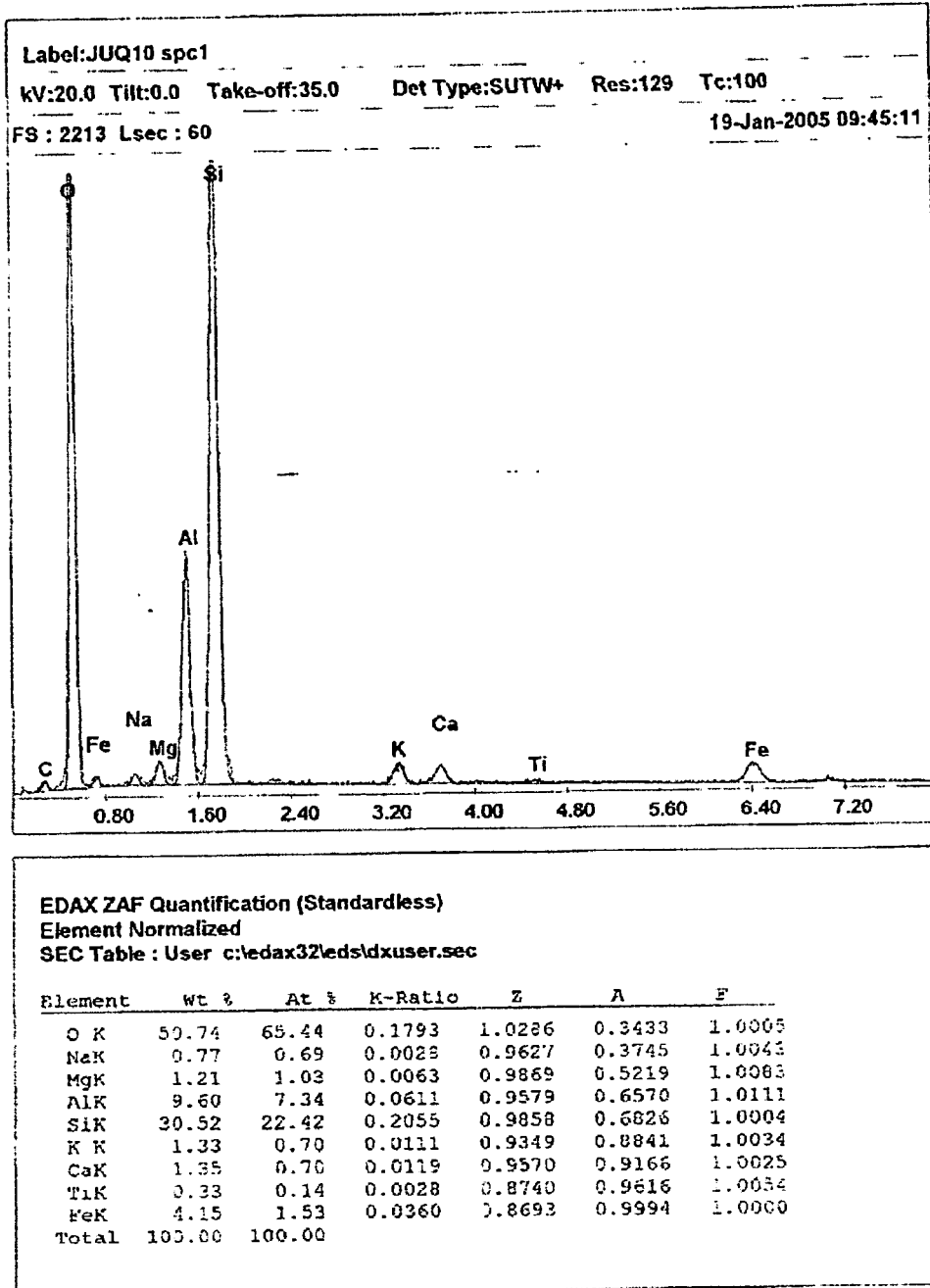


Figura IV.20. Resultados de Dispersión de Energía de suelos de Jurica (JUQ01)

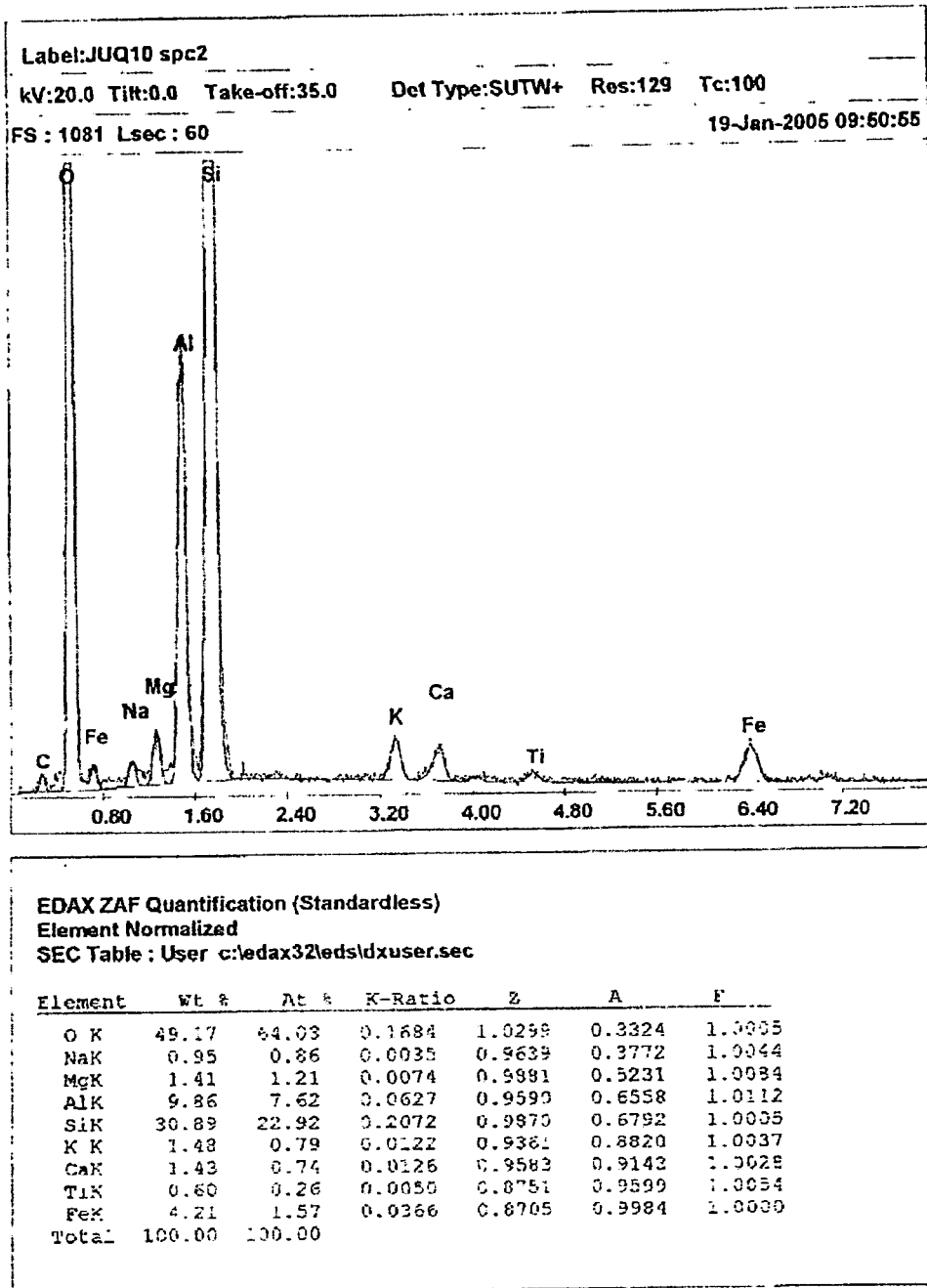


Figura IV.21. Resultados de Dispersión de Energía de suelos de Jurica (JUQ01)

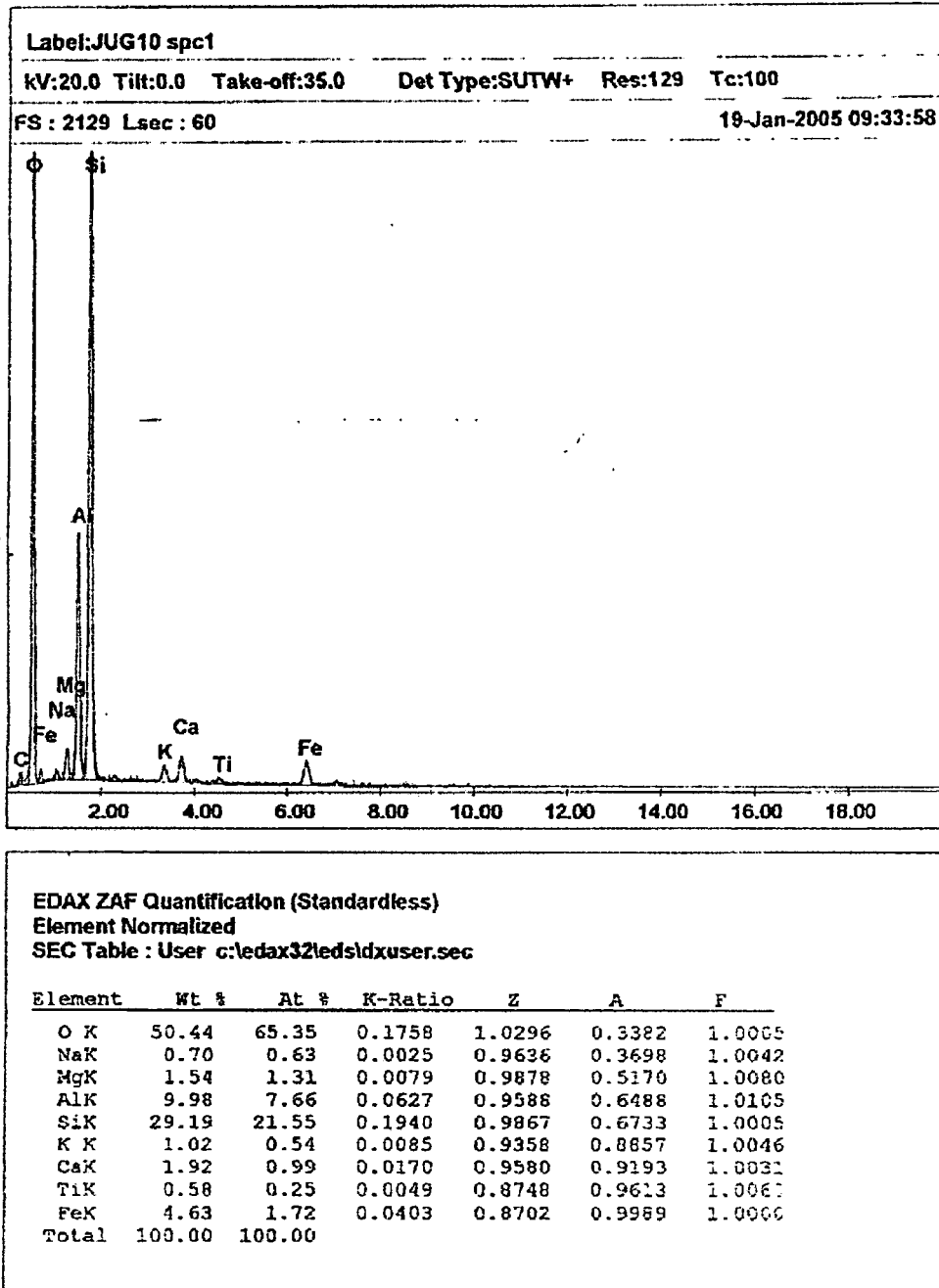
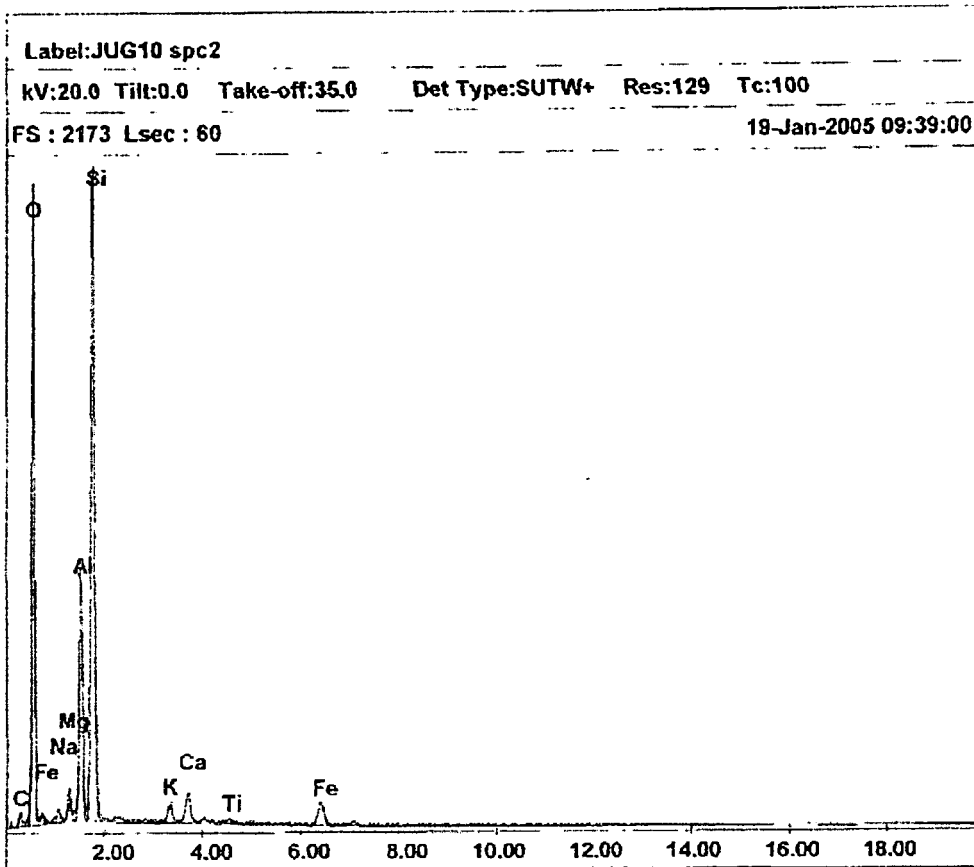


Figura IV.22. Resultados de Dispersión de Energía de suelos de Jurica (JUQ02)



EDAX ZAF Quantification (Standardless)
Element Normalized
SEC Table : User c:\edax32\edsidxuser.sec

Element	WL %	At %	K-Ratio	Z	A	F
O K	50.02	64.93	0.1729	1.0297	0.3355	1.0005
NaK	0.91	0.83	0.0033	0.9637	0.3713	1.0042
MgK	1.62	1.38	0.0083	0.9879	0.5167	1.0080
AlK	10.02	7.72	0.0629	0.9589	0.6476	1.0104
SiK	29.12	21.54	0.1932	0.9869	0.6720	1.0005
K K	1.20	0.64	0.0100	0.9360	0.8855	1.0047
CaK	2.10	1.05	0.0185	0.9581	0.9184	1.0028
TiK	0.42	0.18	0.0035	0.8749	0.9602	1.0059
FeK	4.59	1.71	0.0399	0.8703	0.9987	1.0000
Total	100.00	100.00				

Figura IV.23. Resultados de Dispersión de Energía de suelos de Jurica (JUQ02)

IV.6. Potencial de Hidrogeno, (pH).

En la tabla IV.3 se presentan los resultados de pH para los diferentes suelos que se estudiaron, así como también su temperatura al momento de tomar las mediciones, con el cual se realizaron por medio de un medidor de pH marca HANNA Instruments pH 211 con microprocesador.

Tabla IV.3. Resultados de pH de los suelos estudiados.

<i>Identificación</i>	<i>pH</i>	<i>T°</i>
JUQ01	8.05	21.5
JUQ02	8.41	22.5
JAV	8.38	22.6
SDM	7.56	22.5
BENNA	7.96	21.5
BENCA	7.96	21.5

De la tabla anterior y teniendo como referencia la escala presentada (Thompson L. et al. 1978) en el capítulo de metodología se puede observar que las muestras de las bentonitas (BENNA y BENCA), la sódica y cálcica, así como la muestra de Monterrey (SDM) presentan una alcalinidad débil, mientras que las muestras de suelo obtenidas de Jurica (JUQ01 y JUQ02) y de Jardines del Valle (JAV) presentan una alcalinidad media. La alcalinidad ya sea débil o media indican su grado de alcalinidad, siendo estas ligeramente alcalino o moderadamente alcalino respectivamente.

Una relación del pH con los minerales presentes en los suelos estudiados, obtenidos de las Difracciones de rayos X, se puede deducir que en cuanto a mayor cantidad de sodio que se tenga en las muestras, como es el caso de las bentonitas analizadas, el cual presenta intensidades mayores de monmorilonita sódica, teniéndose una alcalinidad menor (pH = 7.96) de los suelos de Jurica y de Jardines del Valle (pH = 8.05 y 8.41, pH = 8.38) respectivamente sabiendo de antemano que a mayor cantidad de sodio representada en la muestra, el pH es menor y por ende su expansión es mayor. La deducción anterior es comprobable, como se puede apreciar en la referencia siguiente (Garnica Anguas, 2002).

Capítulo V.- Conclusiones y recomendaciones

V.1. Conclusiones.

Resulta interesante que a partir de la composición mineralógica y el micro ordenamiento espacial entre partículas es posible explicar e interpretar las principales propiedades de los suelos arcillosos. Es evidente también que la variedad de factores que intervienen en la formación de estos suelos determinan su complejidad geotécnica. Además la mayoría de las propiedades asociadas a los suelos considerados como “suelos problema”, tienen su origen en la mineralogía y su fábrica o morfología.

Difracción de rayos X.

De acuerdo a los difractómetros obtenidos se puede deducir lo siguiente:

Para suelo de Jurica:

Los suelos estudiados de Jurica arrojan reflexiones de montmorilonita, sódicas con aperturas diferentes, dando valores de 14Å, 18Å y de 22Å. Así mismo este suelo se cuenta con reflexiones de cuarzo con aperturas de 3.34Å. Es evidente que el suelo está constituido principalmente por el mineral montmorilonita sódica.

El porcentaje de expansión reportado fue de 14.6% así como también presenta un LL de 59.7%; de lo anterior, una relación que puede existir respecto a las difracciones podría ser, que este suelo es el que presenta mayores aperturas entre minerales, así como también presenta el tamaño de aglomerado mayor que los demás suelos analizados, siendo del orden de entre 20µm y 50µm.

Para el suelo de Jardines del Valle:

Las reflexiones obtenidas del suelo de Jardines del Valle presentan el mineral montmorilonita, teniendo aperturas entre ellas de hasta 18Å y 22Å con contenidos de sodio, así mismo este suelo presenta reflexiones de cuarzo. De lo anterior se puede observar también que este suelo presentó mayor intensidad de reflexiones con aberturas de 22Å en cuanto al mineral monmorilonita sódica se refiere.

Este suelo tiene un porcentaje de expansión de 12.1% con un LL de 81.8%, siendo este suelo el de mayor requerimiento de agua para sus propiedades índice, el cual puede ser correlacionado con su tamaño de aglomerados presentes en la muestra siendo del orden de 20µm y por consiguiente una mayor superficie específica, siendo este un factor importante en el requerimiento de agua mencionado anteriormente.

Por otro lado, la expansión presentada (12.1%), la cual es menor a la de Jurica (14.6%), podría ser debido a que tiene mayores reflexiones de cuarzo con respecto a las muestras de Jurica y por consiguiente podría tener menos cantidad de montmorilonita sódica, siendo esta una razón de sus diferencias en cuanto a expansión se refiere.

Para el suelo de Monterrey:

El suelo del fraccionamiento seis de Marzo obtenido de Monterrey, arrojó reflexiones del tipo de montmorilonita cálcica con aperturas de hasta 15Å y con mayores cantidades de reflexiones de cuarzo con aperturas de 3.34Å dándose así a distinguir la diferencia del tipo de montmorilonita que existe en el valle de Querétaro, el cual son del tipo sódicas, siendo lo anterior como consecuencia de su origen en cuanto a formación del suelo, lo cual es diferente del de Monterrey.

El porcentaje de expansión libre obtenido en el odómetro del suelo de Monterrey, N. L. fue el de menor valor, siendo este del orden de 7.6% así como también el contenido de agua para su LL fue de 57.6%, lo anterior se puede explicar debido a que el tipo de montmorillonita presentado fue del tipo cálcica y no sódica como las bentonitas y los suelos de Querétaro estudiados, así mismo este suelo presentó un valor de pH de 7.56, siendo esta muestra el de menor valor.

Lo anterior señala que el calcio es de menor alcalinidad que el sodio, siendo un indicativo de la capacidad de intercambio entre iones y aniones, el cual sería menor para este suelo comparado con las demás muestras. Así mismo el tamaño de aglomerado presente en esta muestra fue la menor, siendo del orden de entre 5 y 10 micras.

Para las bentonitas:

En los dos tipos de bentonitas aquí estudiadas se obtuvieron reflexiones de dos tipos de montmorillonita en cuanto a composición química, teniendo presencia de montmorillonita sódica y cálcica en las dos muestras obtenidas, predominando el sodio. Por lo que se puede inferir que las dos muestras son bentonitas sódicas.

Lo anterior se puede observar en la diferencia que al ser tratada con etilen glicol la estructura de las bentonitas abren su estructura permitiendo así una mejor lectura e identificación de los minerales presentes, por lo que en el caso de las bentonitas que al momento de ser tratadas, se identificó la presencia de la montmorillonita sódica, siendo esta la de mayor intensidad, deduciendo así la mayor presencia de este mineral.

Los minerales observados en las bentonitas fueron: Montmorillonita 15Å del tipo cálcica, Montmorillonita 18Å del tipo sódica, Cuarzo 3.34Å

La diferencia de las bentonitas con respecto a los suelos estudiados (Jurica, Jardines del Valle de Querétaro y Seis de Marzo de Monterrey) es la intensidad de la presencia de las montmorilonitas, ya que las bentonitas arrojan reflexiones de las montmorilonitas muy altas, así como también con intensidades superiores en cuanto al mineral cuarzo se refiere, indicando mayor cantidad de estos minerales.

Microscopia electrónica de barrido.

Las micrografías juegan un papel fundamental en cuanto a modo espacial se refiere de los suelos estudiados, ya que por medio de estas se puede observar el ordenamiento o disposición espacial de las partículas de las arcillas estudiadas, el cual muestran un conjunto de láminas u hojuelas empalmadas entre sí, deduciendo que presentan un estado de dispersión a primera vista. Así mismo, como es el caso de las micrografías de Jurica, se puede observar que estos cúmulos de láminas sobrepuestas están conectados con otros formando así un estado de floculación ya que se observa una relación de cara-cara y borde-cara.

De una forma general en la observación de la microscopía electrónica de barrido se pueden observar en todas las micrografías la traza de aglomeraciones del orden de 20 μm a 50 μm por estructuras laminares sobrepuestas entre sí.

La muestra que obtuvo un aglomerado mayor, fue la del suelo de Jurica, siendo este del orden de 50 μm , el cual se puede diferenciar de las otras muestras ya que contemplaron menor tamaño de aglomeración, como es el caso de Jardines del Valle, que acató aglomeraciones del orden de 20 μm ; así también el tamaño de aglomeración contemplado en las bentonitas que son del orden de 25 μm . Una diferencia que se puede notar en cuanto a tamaño, es el caso del suelo de Monterrey ya que este arroja aglomeraciones pequeñas del orden entre 5 μm y 10 μm .

De lo anterior se puede hacer una deducción en cuanto a la superficie específica se refiere y el porcentaje de expansión reportada en estudios previos, teniendo un porcentaje de expansión del orden de 14.6% para los suelos de Jurica, en donde se tienen aglomeraciones mayores, pudiendo ser esta una causa de su gran expansión. Por otro lado el Suelo de Monterrey presenta una expansión libre del orden de 7.6%, teniendo este el menor tamaño de aglomeración laminar.

Microscopia electrónica de barrido con dispersión de energía.

Los resultados obtenidos del suelo de Jurica-analizado por el método de dispersión de energía adaptada al microscopio electrónico de barrido, nos arroja valores en cuanto a su composición química se refiere, por lo que los resultados están en porcentajes de pesos atómicos teniendo grandes cantidades del elemento Oxígeno del orden de 65% y de Silicio 22%, por otro lado se observa las cantidades de los siguientes elementos: Aluminio 7.5%, Hierro 1.6%, Magnesio 1.3%, Calcio 1%, Sodio 0.7%, Potasio 0.7% y Titanio 0.2%.

Con lo anterior podemos observar que los elementos detectados por dispersión de energía, son los que corresponden a las montmorilonitas estudiadas y al compuesto de cuarzo en el cual esta presente en todos los materiales estudiados.

Teniendo los % en peso atómico de los elementos encontrados en la muestra se puede hacer un análisis cuantitativo de los elementos predominantes en la muestra, arrojados por la Difracción de rayos X, siendo estos la montmorilonita sódica $[\text{Na}_{0.3}(\text{Al}, \text{Mg})_2 \text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \text{H}_2\text{O}]$ y el cuarzo (SiO_2).

Para el análisis cuantitativo de los minerales anteriores es utilizada la Ley de Proust, publicada en 1,801 el cual dice lo siguiente: "Cuando dos o más sustancias simples se combinan para formar un determinado compuesto, lo hacen siempre manteniendo la misma proporción entre las masas". (Hein, 1992)

De lo anterior se puede deducir que de la muestra analizada el 42.3% representa a la montmorilonita y el 57.7% pertenece al cuarzo. Lo anterior es con una suposición de que los elementos encontrados con el método de la dispersión de energía, solamente corresponden a la montmorilonita y al cuarzo siendo estos los predominantes en la muestra.

pH

En suspensiones con altas concentraciones de electrolitos, donde el pH es relativamente alto (>8.2), predominan las interacciones borde-cara, ya que se mantiene la carga positiva en los bordes y la carga negativa en la superficie de las arcillas: En estas condiciones de alta concentración de iones, las fuerzas eléctricas netas entre las partículas adyacentes son predominantemente atractivas, produciéndose el fenómeno de floculación. (González de Vallejo, 2004).

Con lo anterior se puede deducir que las arcillas de Querétaro presentan este estado de floculación (como se dijo de las micrografías) ya que el suelo presenta un valor de pH promedio entre las dos que se estudiaron de 8.23. Así mismo el pH obtenido del suelo de Jardines del Valle es de 8.38 el cual se tienen las mismas condiciones que las de Jurica en cuanto a acomodo se refiere.

Por otro lado, cuando la concentración de electrolitos es baja, como es el caso de la arcilla de monterrey y las bentonitas estudiadas, los minerales de arcilla tienden a cargarse negativamente, tanto en su superficie como en su borde. En este caso aumenta la doble capa difusa y, por tanto, predominan las fuerzas eléctricas de repulsión entre partículas adyacentes produciéndose el fenómeno de dispersión.

Así mismo el pH obtenido de las pruebas y asociadas con la mineralogía de las arcillas se puede deducir que el sodio es más básico que el calcio ya que las arcillas de Jurica y de Jardines del Valle (montmorilonitas sódicas) obtuvieron valores de pH mayores que el de Monterrey (montmorilonitas cálcicas) y que las bentonitas.

Una relación del pH con los minerales presentes en los suelos estudiados, obtenidos de las Difracciones de rayos X, se puede deducir que en cuanto a mayor cantidad de sodio que se tenga en las muestras, como es el caso de las bentonitas analizadas, el cual presenta intensidades mayores de monmorilonita sódica, teniéndose una alcalinidad menor ($\text{pH} = 7.96$) de los suelos de Jurica y de Jardines del Valle ($\text{pH} = 8.05$ y 8.41 , $\text{pH} = 8.38$) respectivamente sabiendo de antemano que a mayor cantidad de sodio representada en la muestra, el pH es menor y por ende su expansión es mayor.

V.2. Recomendaciones.

El estudio anterior esta referido principalmente en cuanto a composición mineralógica se refiere por el método de difracción de rayos X, así como también da una visión de cómo es la microestructura de las arcillas por medio del microscopio electrónico, por lo que se recomienda realizar como mínimo estas dos pruebas para el análisis de los suelos que se pretendan estudiar para fines de investigación, ya que nos da una idea de cómo es el comportamiento de estos, observando su composición mineralógica y el micro ordenamiento espacial entre partículas.

En los difractogramas presentados en este trabajo se utilizó el método de etilen glicol para la preparación de las muestras lo que es una ventaja para la eliminación de materia orgánica y tener un mejor difractograma, así como también es recomendable utilizar otro método de tratamiento para eliminación de otros compuestos, como es el caso de el uso del ácido clorhídrico para los carbonatos

Una de las desventajas es evidente que es el de la obtención del equipo para la realización de las pruebas utilizadas para la caracterización de los materiales, debido al alto costo de estos aparatos.

Referencias

- Alonso Ramírez, José Luis, 1996, La difracción de Rayos X. Publicación No. 194 del Laboratorio Central de Ensayo de Materiales de Construcción, España.
- Barrera Bucio M., 1996, Comportamiento de suelos residuales compactados del estado de Querétaro, M en Ing. Universidad Autónoma de Querétaro, Santiago de Querétaro, Qro. México.
- Baver, L. D; Gardner W. H. y W. R; 1973, Física de Suelos. U. T. E. H. A. México.
- Berry, Meter L- David Rei, 1993, Mecánica de Suelos, McGraw-Hil, México.
- Betejtin, A. 1970, Curso de Mineralogía, Editorial MIR, Moscú.
- Bowles J. E. 1979, Propiedades geofísicas de los suelos, Mc Graw-Hill, Bogota, Colombia.
- Bowles J. E. 1982, Foundation, analysis and design. Mc Graw-Hill, México.
- Brauns, Dr. R. 1961, Mineralogía General, Unión Tipográfica Editorial Hispano Americana, México
- Chen Fu, Hua, 1975, Foundation on expansive soil. Elsevier Scientific Company, New York, USA.
- Costet, Jean; Sanglerat, G. 1981, Cours Pratique de Mècanique des Sols, 1. Plasticité et calu des tassenents. 2. Calcul des Ouvrages, Paris.
- Crespo V. C. 1990, Mecánica de Suelos y Cimentaciones, LIMUSA, México.
- Das, M. B. 2001, Principios de Ingeniería de Cimentación, Thompson, México.
- Das, M. Braja. 1997, Advanced Soil Mechanics, Second edition, Taylor and Francis, USA.
- De Santiago Buey, Cristina, 1997, Las arcillas magnésicas de la cuenca del Tajo: caracterización y propiedades, CEDEX, España.

- Dixon J. B. and Weed S. B; 1989, S.S.S.A. Book Series 1, Minerals in Soil Environments, Publishes by: Soil Science Society of American Madison Wisconsin, U.S.A.
- E. L. Alonso, A. Gens, D. W. Hight, 1987, Special Problem Soils, General report, (Partially saturated soils, very soft and organic soils) 9th European Conference Soil Mechanics and Foundation Engineering, Dublin, Vol 3. Irlanda.
- Fernández Loaiza, Carlos. 1982, Mejoramiento y estabilización de suelos. Editorial LIMUSA, México.
- Garnica Anguas, P. 2002, "Comportamiento del suelo arcilloso de Jurica con adición de Cloruro de Sodio, (NaCl)", XXI Reunión Nacional de Mecánica de Suelos, Santiago de Querétaro, Qro. Volumen 2 de la Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, México.
- George B. Sowers, George F. Sowers, 1972, Introducción a la mecánica de suelos y cimentaciones. LIMUSA, México.
- González de Vallejo, Luis I; 2004, Ingeniería Geológica, Prentice-Hall, España.
- González Pacheco, S. 2004, "Cambios en la plasticidad de una bentonita por efecto de sales disueltas", XXII Reunión Nacional de Mecánica de Suelos, Guadalajara, Jalisco. Tomo 1 de la Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, México.
- Hein, M; 1992, Fundamentos de Química, Grupo Editorial Iberoamérica, México
- Institutional Society for Soil Mechanics and Foundation Engineering (ISSMFE), 1988, Proceedings, 6ta International Conference in Expansive Soils, University engineering Department, Vol I y II, Balkema, Rotterdam, UK.
- Juárez Badillo, E. 1996, Mecánica de Suelos, Tomos I, II y III. LIMUSA, México.
- Krinitzsky E. L. 1970, Radiography for the Earth Sciences and Soil Mechanics, Plenum Press, N. Y., USA.

- López Lara, Teresa, 2002, Estudio fisicoquímico de la modificación de suelos expansivos. Doctorado en Ingeniería. Universidad Autónoma de Querétaro, Santiago de Querétaro, Qro. México.
- López Lara, Teresa, 2004, Mineralogical Characterization of Stabilized Soils, The Electronic Journal Geotechnical Engineering, EJGE, Volume 9, <http://www.ejge.com/2004/Ppr0467/Abs0467.htm>
- Lozet J., Mathieu C. 1986, Dictionnaire de Science di sol, Technique et Documentation, Lavoisier, Paris, Francia.
- Mitchell, J. K. 1993, "Fundamentals of Soil Behavior". John Wiley and Sons, Inc. 422 pp, USA.
- Nelson J. D., Miller D. J. 1992, Expansive Soils, Problems and Practice in Foundation and Pavement Engineering, John Wiley and Sons, Inc, Canada.
- Norma Mexicana, NMX-C431-ONNCCE-2002, Industria de la construcción Geotécnica, cimentaciones, Toma de muestras alterada e inalterada, métodos de prueba.
- Perloff, William H., William Baron, 1976, Soil Mechanics, Principles and Applications, John Wiley and Sons, Inc, USA.
- Pozo Rodríguez, M; González Yélamos, J; Giner Robles, J; 2004, Geología Práctica, Introducción al Reconocimiento de Materiales y Análisis de Mapas, PEARSON, Prentice Hall, España.
- Snethen D. 1980, expansive Soils, 4th International Conference, Volume I y II, Denver Colorado.
- Terzaghi, Karl von Ralph B. Peck, 1967, Soil mechanics in engineering practice, John Wiley and Sons, Inc, N.Y., USA.
- Thompson, L. M. 1978, El Suelo y su Fertilidad, Editorial Reverté, S. A., España.
- Truitt, Marcos M. 1983, Soil Mechanics Technology, Prentice may, Inc., New Jersey, USA.
- Whitlow, Roy, 1994, Fundamentos de mecánica de suelos, CECSA, México.
- William Lambé, c1951, Soil testing for engineers, John Wiley and Sons, Inc, N.Y., USA.

- Zepeda Garrido, J. Alfredo. Y Castañeda, A. H. 1995, Distribución de suelos expansivos en la Republica Mexicana. Curso internacional de suelos arcillosos, México.
- Zepeda Garrido, J. Alfredo. 1989, Curso Internacional de Mecánica de Suelos, U. A. Q., México.

ANEXO

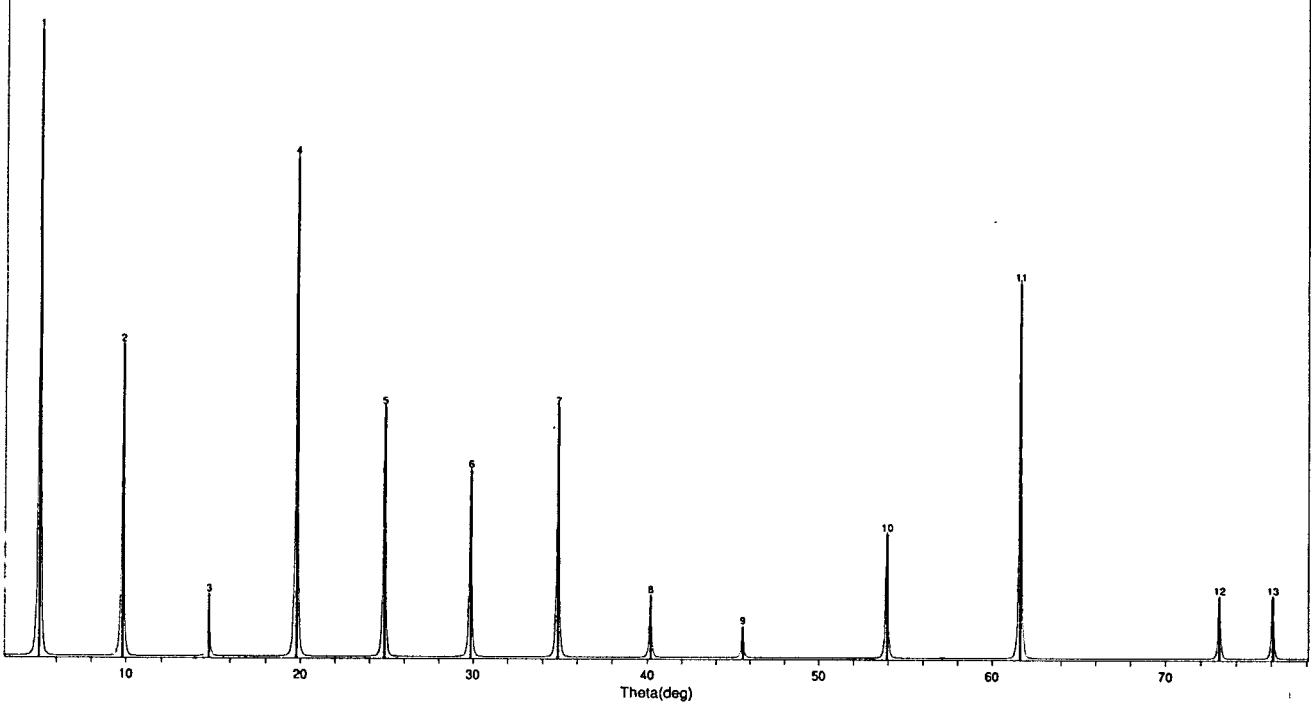
Cartas de las reflexiones de los minerales identificados en los difractogramas obtenidos.

Montmorillonite-18A
 Na0.3 (Al Mg)2 Si4 O10 O H2 H2 O
 Radiation: FoKa
 Calibration: Lambda= 1.9373 d-Cutoff= Filter= I/c(THI)=
 Ref: Earley et al. Am. Mineral., 38 707 (1953)
 Hexagonal (Powder Diffraction), P(0)
 Cell= 5.195x17.93 Z= 1 mp=
 D= Dm= Mwt= 507.91 Vol= 419.07 Pearson: hP39.3 (7)
 F(13)=2.1(0.082.75)
 Ref: Bayliss, P. Powder Diffraction, 4 19 (1989)
 ea= 1.48 nwB= 1.5 ey= 1.5 Sign: - 2V= 15
 Ref: Deer, W., Howie, R., Zussman, J. Rock Forming Minerals, 3 226 (1962)
 Color: White, yellow, green

13 Reflection(s). Wavelength for Computing Theta = 1.540562-Cu- Strong Line: 17.6/X 4.49/6 1.50/6 9.00/5 3.58/4 2.57/4 2.99/3 1.70/2 5.99/1 2.24/1

#	d(A)	h	k	l	Theta	#	d(A)	h	k	l	Theta	#	d(A)	h	k	l	Theta	#	d(A)	h	k	l	Theta	
1	17.6000	100	0	0	1	2.508																		
2	9.0000	50	0	0	2	4.910																		
3	5.9900	10	0	0	3	7.388																		
4	4.4900	60	0	0	4	9.878																		
5	3.5800	40	0	0	5	12.425																		
6	2.9900	30	0	0	6	14.929																		
7	2.5700	40	1	1	1	17.441																		
8	2.2420	10	0	0	8	20.094																		
9	1.9890	5	0	0	9	22.785																		
10	1.6990	20	2	1	0	26.960																		
11	1.5040	60	3	0	0	30.807																		
12	1.2940	10	3	0	7	36.532																		
13	1.2500	10	3	1	0	38.041																		

Simulation Parameters: Fixed-Stt Intensities, 2-Theta Range = 3.02 - 78.08, Step size = 0.02, FWHM = 0.15, Profile = I/(1+kx^2)^2, k=0.4142/(FWHM/2)^2



DE#13-0135; OM: Not Indexed; d-Diffractometer: I-Diffractometer

Sample: JADE - PDE Card
Specimen from Skeyvedalen, Hemsedal, Norway. Analysis (wt.%): Si O2 59.58, Al2 O3 22.96, Fe2 O3 0.47, MgO 3.67, CaO 3.38, Na2 O 0.06, loss 110-950\$DE 9.61. 1 15.0 expands to 18.0 with glycerol treatment,

Formula: Al2 Mg2 Si4 O10 (OH)2 4 H2 O

Radiation: CuKα1
Filter: Mc(RIR)=
Lambda= 1.5406
d-Cutoff=

Ref: Rosenqvist
Nor. Geol. Tidsskr., 39 350 (1959)

Crystallography: Hexagonal (Powder Diffraction), P(0)
Cell: a= 5.169x15.02 Z= 1 mp=
b= 5.169x15.02 c= 10.000
Density: Dm= 2.300 Mwt= 440.39 Vol= 347.55 Pearson: hP32.2 (?)
F(16)=1.9(0.127,66)

Ref: Bayliss, P.
Powder Diffraction, 4 19 (1989)

a= 1.545 rwB= 1.57 ey= 1.57 Sign: - 2V= 0

Color: White, yellow, green

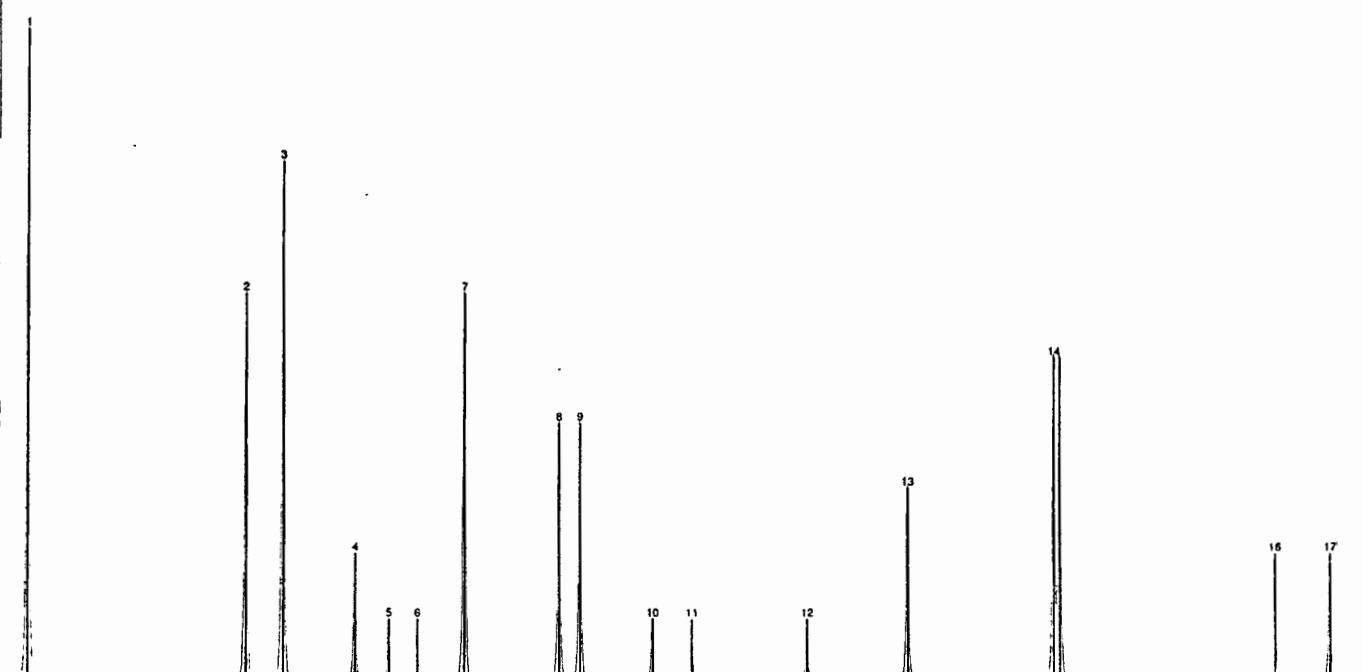
7 Reflection(s), Wavelength for Computing Theta = 1.540562<CU>

Strong Line: 15.0/X 4.50/B 5.01/6 3.02/6 1.50/5 1.49/5 2.54/4 1.70/3 3.77/2 1.29/2

#	d(A)	h	k	l	Theta	#	d(A)	h	k	l	Theta	#	d(A)	h	k	l	Theta	#	d(A)	h	k	l	Theta	
1	15.0000	100	0	0	1	2.944																		
2	5.0100	60	0	0	3	8.844																		
3	4.5000	80	1	0	0	9.856																		
4	3.7700	20	0	0	4	11.790																		
5	3.5000	10				12.714																		
6	3.3000	10	1	0	3	13.498																		
7	3.0200	60	0	0	5	14.777																		
8	2.5800	40	1	1	0	17.371																		
9	2.5000	40	0	0	6	17.946																		
10	2.2600	10	2	0	0	19.928																		
11	2.1500	10	0	0	7	20.994																		
12	1.8800	10	0	0	8	24.187																		
13	1.7000	30	2	1	0	26.943																		
14	1.5000	50	0	0	10	30.899																		
15	1.4930	50	3	0	0	31.060																		
16	1.2850	20	2	2	1	36.830																		
17	1.2430	20	3	1	0	38.294																		

End Of List <Type = (Unknown)>

Simulation Parameters: Fixed-Slit Intensities, 2-Theta Range = 3.89 - 78.59, Step size = 0.02, FWHM = 0.15, Profile = I/(1+kx^2)^2, k=0.4142/(FWHM/2)^2



PDF#29-1499; QM-Star; d-Diffractometer; l-Diffractometer

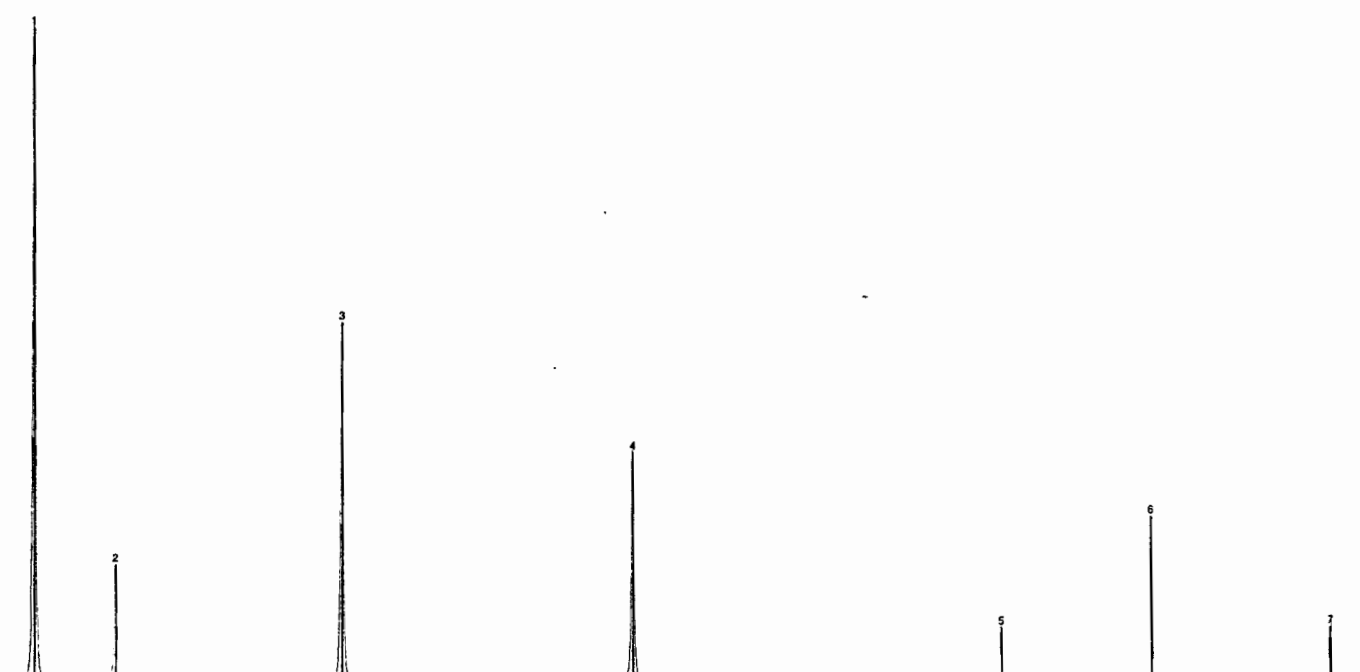
Montmorillonite-22A
 Na0.3 (Al, Mg)2 Si4 O10 (OH)2 18 H2O
 Radiation: CuKα Lambda= 1.5418 Filter= Ni
 Calibration: d-Cutoff= I/c(RIR)=
 Ref: Brindley, G., Penn State Univ., University Park, PA, USA.
 ICDD Grant-in-Aid (1977)
 Hexagonal (Powder Diffraction), P(0) Z= 1 mp=
 Cell= 5.21x22.0 Pearson: hP44.3 (7)
 Dx= Dm= Mwt= 511.33 Vol= 517.16 F(7)=0.5(0.184,80)
 Ref: Bayliss, P.
 Powder Diffraction, 4 19 (1989)
 ea= nwB= ey= Sign: 2V=
 Ref:

Specimen from Wyoming, USA. Stored over water, four days, 100% relative humidity. Reflection at 3.15 (l=40) was deleted, because it was probably cristobalite.

7 Reflection(s), Wavelength for Computing Theta = 1.540562<CU> Strong Line: 21.5/X 4.45/6 2.56/4 1.50/3 10.6/2 1.69/1 1.33/1 0.00/1 0.00/1 0.00/1

#	d(A)	I(I)	h	k	l	Theta	#	d(A)	I(I)	h	k	l	Theta	#	d(A)	I(I)	h	k	l	Theta
1	21.5000	100	0	0	1	2.053														
2	10.6000	18	0	0	2	4.167														
3	4.4500	55	1	0	1	8.968														
4	2.5600	35	1	0	7	17.511														
5	1.6900	8	0	0	13	27.116														
6	1.4950	25	2	0	11	31.013														
7	1.3250	8	3	0	8	35.545														
@ End-Of-List <I%-Type = (Unknown)>																				

Simulation Parameters: Fixed-Slit Intensities, 2-Theta Range = 2.11 - 73.09, StepSize = 0.02, FWHM = 0.15, Profile = I/(1+kx^2)^2, k=0.4142/(FWHM/2)^2



Quartz
 Si O2

Radiation: CuKa1
 Calibration: Lambda= 1.54060
 d-Cutoff= 17.7
 Ref: Calculated from ICSD using POWD-12++ (1997)

Hexagonal (7), P3121(152)
 Cell= 4.91340x5.40520
 Dx= 2.648 Dm= Mwt= 60.08 Vol= 113.01
 Ref: Ibd.

ea= nwB= oy= Sign: 2V=
 Ref:

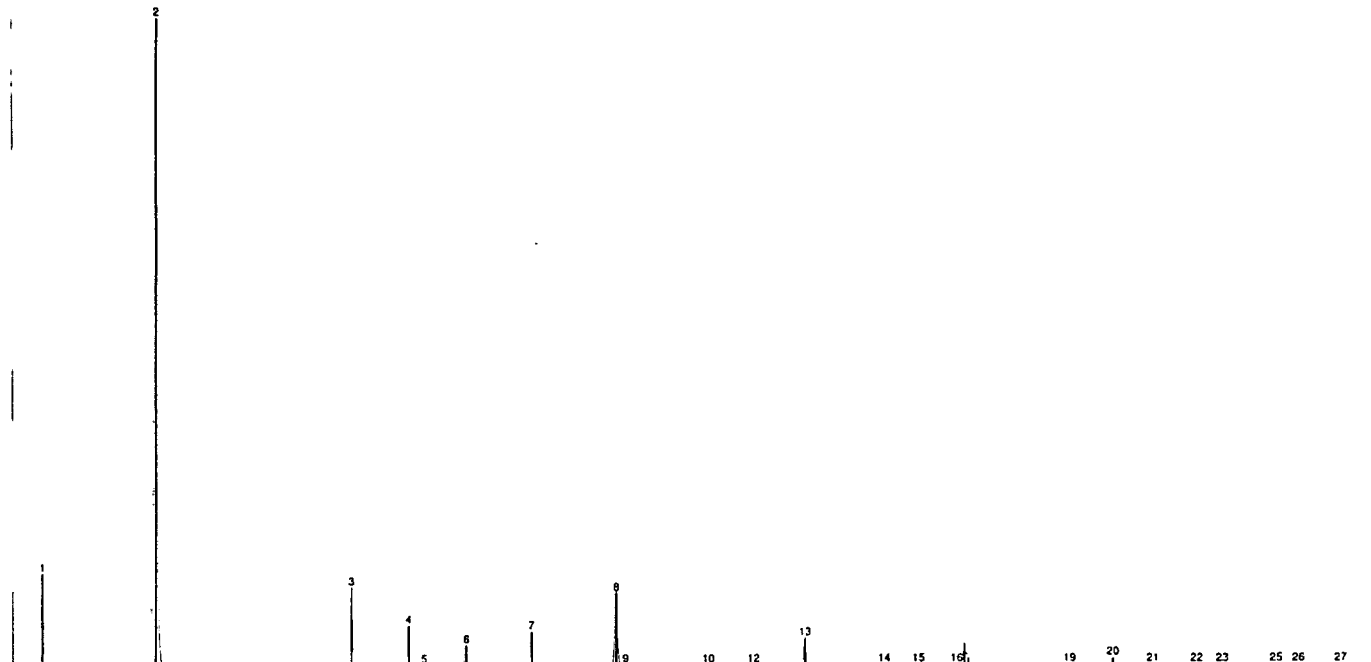
067117 ATF REM THE. No R value given.

27 Reflection(s), Wavelength for Computing Theta = 1.540562<CU> Strong Line: 3.34/X 4.26/1 2.46/1 1.82/1 2.28/1 1.98/1 1.54/1 2.13/1 1.38/1 1.26/1

#	d(A)	l(l)	h	k	l	Theta	#	d(A)	l(l)	h	k	l	Theta	#	d(A)	l(l)	h	k	l	Theta	#	d(A)	l(l)	h	k	l	Theta	
1	4.2551	15	1	0	0	10.429																						
2	3.3434	100	0	1	1	13.320																						
3	2.4567	13	1	1	0	18.273																						
4	2.2813	7	1	0	2	19.733																						
5	2.2365	1	1	1	1	20.146																						
6	2.1276	4	2	0	0	21.226																						
7	1.9797	6	0	2	1	22.898																						
8	1.8179	12	1	1	2	25.070																						
9	1.8017	<1	0	0	3	25.310																						
10	1.6717	1	0	2	2	27.437																						
11	1.6591	1	0	1	3	27.663																						
12	1.6083	1	2	1	0	28.616																						
13	1.5415	5	2	1	1	29.980																						
14	1.4529	<1	1	1	3	32.017																						
15	1.4184	<1	3	0	0	32.893																						
16	1.3821	1	1	2	2	33.872																						
17	1.3749	4	2	0	3	34.072																						
18	1.3719	2	0	3	1	34.157																						
19	1.2879	<1	1	0	4	36.733																						
20	1.2559	2	3	0	2	37.830																						
21	1.2284	1	2	2	0	38.835																						
22	1.1998	1	1	2	3	39.941																						
23	1.1840	1	1	1	4	40.585																						
24	1.1602	1	3	1	0	40.745																						
25	1.1530	1	3	1	1	41.918																						
26	1.1407	<1	0	2	4	42.477																						
27	1.1183	<1	2	2	2	43.537																						

@ End-Of-List <%-Type = Peak Height>

Simulation Parameters: Fixed-Slit Intensities, 2-Theta Range = 18.86 - 89.07, Stepsize = 0.02, FWHM = 0.15, Profile = 1/(1+kx^2)^2, k=0.4142/(FWHM/2)^2



PDF#13-0259; QM>Doubtful Quality; d-(Unknown); I-Diffractometer

Montmorillonite-14A

Chemical analysis (wt.%): Si O2 50.95, Al2 O3 16.54, Fe2 O3 1.36, FeO 0.26, MgO 4.65, CaO 2.26, Na2 O 0.17, K2 O 0.47, H2 O 23.29. Specimen from Polkville mine, Polkville, Mississippi, USA O assigned because unindexed.

Na0.3 (Al, Mg)2 Si4 O10 (OH)2 lx H2 O

Radiation: CuKα Lambda= 1.5418 Filter= Ni

Calibration: d-Cutoff= I/c(RIR)=

Ref: Mokey, Kerr. Am. Mineral., 46 583 (1961)

Crystal System: Z= mp=

Cell: Pearson:

Dx= Dm= 2.500 Mw= Vol=

Ref: Ibsd.

aa= 1.545 nb= 1.57 oy= 1.57 Sign: - 2V= 15

Ref:

Color: White, yellow, green

7 Reflection(s), Wavelength for Computing Theta = 1.540562<Cu> Strong Line: 13.6/X 4.47/2 3.34/1 3.23/1 2.92/1 2.54/1 0.00/1 0.00/1 0.00/1 0.00/1

#	d(A)	I(I)	h	k	l	Theta	#	d(A)	I(I)	h	k	l	Theta	#	d(A)	I(I)	h	k	l	Theta
1	13.6000	100				3.247														
2	4.4700	18				9.923														
3	3.3400	10				13.334														
4	3.2300	10				13.797														
5	2.9200	8				15.285														
6	2.5900	5				17.302														
7	2.4900	5				18.020														

Simulation Parameters: Fixed-Slit Intensities, 2-Theta Range = 4.49 - 39.04, Stepsize = 0.02, FWHM = 0.15, Profile = 1/(1+kx^2)^2, k=0.4142/(FWHM/2)^2

