

### **3.- Antecedentes de la zona de estudio**

#### **3.1. Introducción**

Los estudios realizados por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) con base en los análisis estratigráfico, estructural y petrofísico indican que en la Cuenca de México (CM), en el periodo del Aptiano al Turoniano Tardío prevaleció la sedimentación marina calcárea, este tipo de fenómeno cambio a tipo cursivas en un periodo de tiempo entre el Coniaciano y el Campaniano Temprano. Las secuencias denominadas cretácicas sufrieron un plegamiento en el transcurso de lo que se conoce como el Maestrichtiano al Eoceno Temprano, todo esto es consecuencia de la llamada orogenia Laramide.

Al término de tal secuencia, se originaron fallas normales con desplazamiento lateral derecho, simultáneamente hubo sedimentación clástica continental de origen marino y con efusiones basáltico alcalinas ubicadas en las fisuras de dichas fallas. Las rocas volcánicas calci-alcalinas ubicadas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano son contemporáneas a la formación de ignimbritas localizadas en la Sierra Madre Occidental y éstas a su vez se relacionan con la actividad de la Faja Volcánica Mexicana. Los eventos volcánicos asociados genéticamente con la FVM y con fallas de tipo normal del periodo Plio-Cuaternario, las cuales están orientadas predominantemente oeste-este son representadas por: andesitas basálticas, andesitas y dacitas calci-alcalinas del Mioceno Medio-Tardío, Plioceno Temprano, Plioceno Tardío y Cuaternario; basaltos alcalinos y calci-alcalinos del Plio-Cuaternario y por basaltos, andesitas basálticas y andesitas calci-alcalinas del Cuaternario.

#### **3.2. Marco geográfico regional**

La Cuenca de México (Figura 3.1) está ubicada dentro de la Faja Volcánica Mexicana (FVM), entre 98° 30'- 99° 30' de longitud oeste y 19° 00'- 20° 15' de latitud norte, la cual es una cadena de montañas constituidas por lavas y materiales piroclásticos. La FVM cruza transversalmente la República Mexicana.

La Cuenca de México es una altiplanicie que se encuentra limitada al sur por las Sierras del Ajusco y de Chichinautzin, al sureste por la Sierra Nevada, donde sobresalen los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl. Al este por la Sierra de Río Frío, de Calpulalpan y la del Tepozán; por el norte por las Sierras de Pachuca y de Tezontlalpan; por el lado noroeste la limita la Sierra de Tepetzotlán; hacia el oeste las Sierras de Monte Bajo y Monte Alto; y por último al suroeste, por la Sierra de las Cruces.

Según la SMA (2002) hay cuatro tipos de clima en la Cuenca de México:

- Templado subhúmedo
- Semifrío subhúmedo
- Semifrío húmedo y
- Semiseco templado

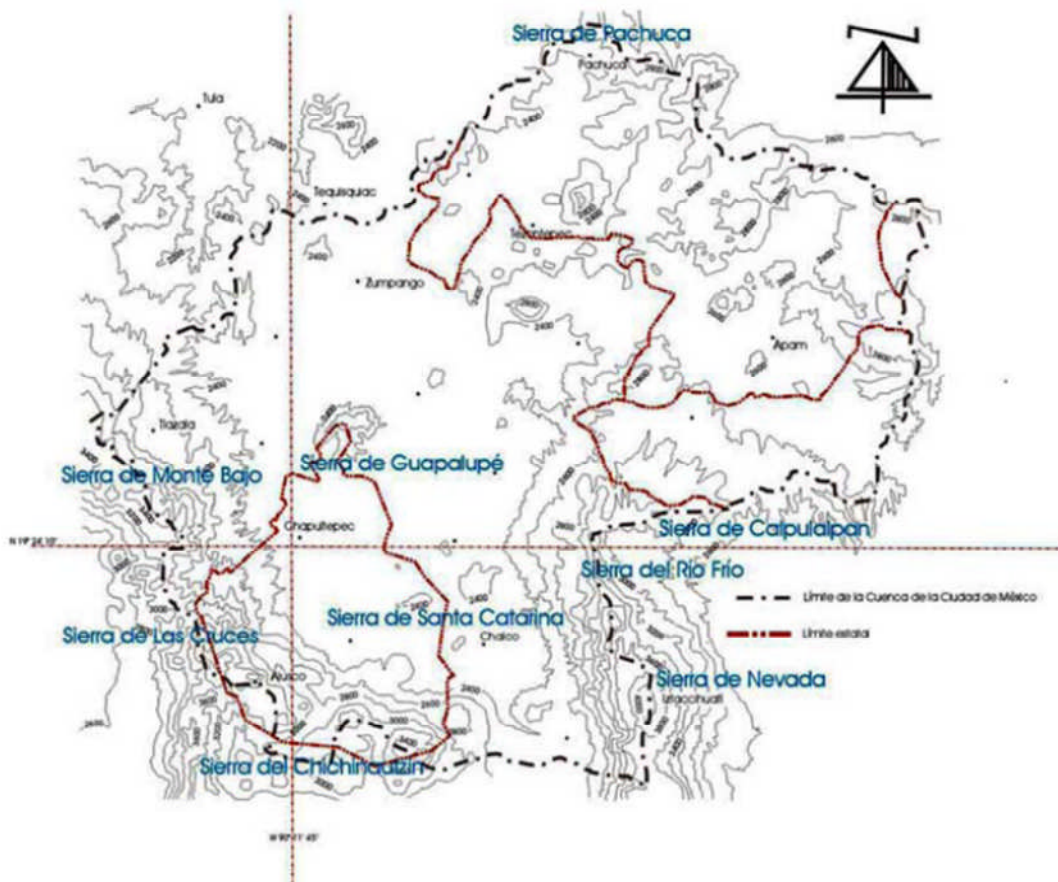


Figura 3.1. Sierras y estructuras volcánicas sobresalientes en la Cuenca de México (SMA, 2002).

### 3.3 Geología Histórica

La Cuenca de México (CM), es una cuenca endorreica (cerrada) que tiene un desagüe artificial, que se formó al cerrarse el antiguo Valle de México como resultado de la obstrucción por la actividad andesítico-basáltica que edificó la sierra de Chichinautzin al sur de la ciudad. La interrupción de este drenaje natural favoreció la formación de un lago que se azolvó poco a poco; durante esta etapa (hace 600,000 años), existieron eventos volcánicos cortos de carácter local (Santoyo et al., 2005). El azolve cubrió el terreno de forma irregular, por esto hay variación de su espesor (De Cserna et al., 1987) el cual aumenta de norte a sur. El relleno es material volcánico retrabajado,

interestratificado con tobas que se intercalan con depósitos lacustres hacia las partes centrales de la cuenca. Lo que resta del material aluvial forma una zona de transición entre los depósitos lacustres y el basamento de relleno.

Las rocas más antiguas en el subsuelo de la CM son anhidritas, que subyacen a las calizas marinas del Cretácico Inferior cubiertas por calizas, lutitas y areniscas del Cretácico Superior. A finales del Mesozoico, la secuencia cretácica sufrió un plegamiento y después una erosión (De Cserna et al., 1987).

Las rocas del Terciario cubren de forma irregular a las cretácicas. La unidad basal de la secuencia terciaria está formada por depósitos clásticos continentales de color rojizo, con presencia local de yeso y de rocas volcánicas. La acumulación de esta unidad se efectuó durante el Paleoceno-Eoceno en condiciones de drenaje obstruido por fallamiento en bloques e influyó en su distribución lateral y alcanzan aproximadamente 600 m de espesor (De Cserna et al., 1987).

Las rocas volcánicas predominantemente andesíticas o dacíticas sobreyacen discordantemente a los depósitos clásticos continentales y tienen un espesor promedio de 600-700 m acumulándose durante el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano (De Cserna et al., 1987) las cuales se originaron en el proceso subductivo a lo largo de la costa occidental de México que finalizó hace 20 millones de años (magmato-tectónico).

Las manifestaciones volcánicas más trascendentales para el entorno geológico actual de la CM, se formaron hace 600,000 años (Santoyo et al., 2005) y consistieron en una veintena de conos en las partes meridionales del vaso de la cuenca. La actividad volcánica convirtió al antiguo valle en la actual cuenca (De Cserna y Fries, 1981).

### **3.4. Marco estratigráfico**

#### **3.4.1. Depósitos del Paleozoico**

Existen afloramientos de rocas metamórficas en la región de Izúcar de Matamoros y Teziutlán, en el estado de Puebla; Ixtapan de la Sal, México, y también en la zona de Molango, Hidalgo. Las rocas metamórficas encontradas datan desde el Precámbrico hasta el Paleozoico. Por su ubicación y edad estas rocas son consideradas el basamento de la CM a una profundidad aproximada de 3000 a 4000 m (De Cserna et al., 1987).

#### **3.4.2. Depósitos del Mesozoico (Ms)**

Al sur de la CM se encuentra la Formación Morelos (Fries, 1960, 1966), la cual está integrada por calizas y dolomías de 900 m de espesor que se acumularon sobre una cubierta de yesos y anhidritas. Por otro lado, Fries (1960) reportó la presencia de la Formación Doctor (Wilson et al., 1955) en el anticlinorio de Peña Colorada, Atotonilco Hidalgo. La Formación El Doctor cuenta con 200 m de espesor y está constituida por capas delgadas de calizas y lutitas intercaladas, entre los estratos también hay nódulos y lentes de pedernal.

Tanto la continuidad en la dirección de la Formación Morelos al sur, como la de la Formación El Doctor al norte permite suponer la existencia de rocas anteriores al Cretácico Inferior (De Cserna et al., 1987).

Subyaciendo a la Formación El Doctor y a la Formación Morelos está la Formación Cuautla (Fries, 1960) del Turoniano (Cretácico Superior), consiste en caliza gris clara con espesores de 200 m al norte de la cuenca hasta 750 m en el sur.

En el Coniaciano-Satiniano (Cretácico Superior) se depositaron secuencias rítmicas de turbiditas (areniscas de tipo grauvaca) interestratificadas con limolitas y lutitas llamada Formación Mezcala (Fries, 1960) con un espesor máximo de 1000 m (De Cserna et al., 1987).

### **3.4.3. Depósitos clásticos del Terciario Inferior (Tic)**

A finales del Cretácico, las rocas mesozoicas marinas comenzaron a sufrir una importante deformación (plegamiento y cabalgamiento) en la zona poniente, esta deformación concluyó en el Eoceno Temprano, al oriente de la CM. Por las condiciones del medio, los depósitos se acumularon en áreas estructuralmente bajas y su edad es Paleocénica-Eocénica (De Cserna et al., 1980).

Este material denominado depósitos continentales consisten de conglomerados y en menor proporción areniscas, arcosas limonitas y hasta lutitas. Los conglomerados están formados de clastos principalmente calizas cretácicas que varían de bien redondeados a angulosos y por una matriz de arcilla calcárea rojiza. Estos pudieron ser depositados por aguas torrenciales (De Cserna et al., 1987).

Los depósitos continentales presentan intrusiones de rocas volcánicas, principalmente de andesita, aunque también se encuentran basaltos, diabasas y riolita (De Cserna et al., 1987).

### **3.4.4. Rocas Volcánicas Terciarias (Tv)**

Al norte de la CM, en Pachuca-Real del Monte, Hidalgo, los productos volcánicos llegan a tener una altura de 3000 m, estos tienen una composición andesítica-dacítica y provienen del Oligoceno-Mioceno. También hay horizontes de caliza lacustre de 4000 m de la misma edad. Estos en conjunto forman un paquete denominado: Grupo Pachuca (Seegerstrom, 1962; Geyne et al., 1963) o Formación Las Espinas (Simons y Mapes-Vázquez, 1956).

En la Cuenca de México existen afloramientos de tobas del Mioceno con composiciones que van desde andesitas basálticas a traquiandesitas y dacitas. Los afloramientos se sitúan en la Sierra Xochitepec, en algunas partes de la Sierra Guadalupe, en el Cerro de Chapultepec, en el Peñón de los Baños, en el Cerro de Zacatépetl así como en varios sitios de la Sierra del Ajusco, Tlapacoya y Coatepec (Mooser, 1956,1975).

### 3.4.5. Depósitos Plio-Cuaternarios

En la etapa del Plio-Pleistoceno existen dos tipos de rocas, las netamente volcánicas y las volcánicas epiclásticas (De Cserna et al., 1987). Usualmente, los depósitos epiclásticos están cubiertos por tefra holocénica.

Las rocas volcánicas terciarias están ampliamente distribuidas en las sierras de la CM y llegan a presentarse en su interior.

Al poniente de la CM se encuentra la Formación Tarango constituida por tobas, depósitos fluviales y flujos piroclásticos (lahares calientes y corrientes de lodo), originados por las erupciones de la Sierra de la Cruces (Soto *et al.*, 2000).

Al norte de la CM, la Formación Cristóbal (Geyne et al., 1963) está constituida por derrames pliocénicos de lava andesítica basáltica y un espesor de 250 m. Al poniente de la cuenca está el Grupo San Juan (Segerstrom, 1962). El Grupo San Juan consta de diferentes rocas como: andesita de horblenda, ortoconglomerado volcánico y toba lacustre y en la parte occidente de la cuenca descansa la Formación Tarango (Bryan, 1948; Arellano, 1951).

La Sierra de las Cruces cubre andesitas del Terciario Medio de la Formación Xochitepec (Mooser, 1956), además presenta rocas dacíticas (Mooser et al., 1974; Negendank, 1981) y limita la Cuenca de México con el Valle de Toluca.

La parte septentrional de la Sierra de Río Frío corresponde al Mioceno Temprano, su base se constituye por derrames de lava riodacítica llamada Formación Tlálloc (Schlaepfer, 1968). Estos derrames están cubiertos a su vez por derrames andesíticos del Mioceno-Plioceno denominados Grupo Sierra Superior (Negendank, 1972; Mooser et al., 1974).

Dentro de la Cuenca de México se encuentra la Sierra de Guadalupe, en ella afloran dacitas en forma de derrames y domos del Plioceno Inferior (Mooser, 1956).

Fries (1960), explicó que las rocas volcánicas plio-cuaternarias del centro-norte de la CM presentan un origen magmato-tectónico debido a la continuación oriental de la zona de fractura Clarion (Menard, 1955).

Las rocas volcánicas epiclásticas forman abanicos aluviales y en ocasiones presentan restos fósiles de vertebrados que sirven para su datación (Villarelo y Böse, 1902).

Al norte de la CM, las partes superiores de los depósitos epiclásticos plio-cuaternarios fueron cartografiados como la Formación Atotonilco El Grande (Segerstrom, 1962); consiste en toba, brecha de toba y grava volcánica, interestratificados por numerosos derrames de lava basáltica y en menor medida con depósitos de lahar y capas de pómez. Los abanicos aluviales de la Formación Atotonilco El Grande tienen un espesor que varía de 600 m a 200 m.

En algunos sectores del valle se formaron sedimentos hidrotermales, rocas calizas originadas por precipitación de los carbohidratos y sólidos en las charcas además de canales por donde se acumulaban y escurrían las aguas calientes. Estos sedimentos quedaron cubiertos por suelos y ahora son lentes de una gran dureza (INEGI, 2011).

#### **3.4.6. Depósitos Cuaternarios**

La región de la CM sufrió erosión durante el Pleistoceno y ésta se relaciona con el levantamiento de la región.

El volcanismo pleistocénico y holocénico de la CM ha sido de tipo monogenético formado por conos cineríticos, domos volcánicos y derrames. Las rocas producto de esta actividad van de basalto a dacitas. El cono cinerítico más reciente es el Xitle, que tiene menos de 1700 años de antigüedad (Martín del Pozzo, 1980).

La CM presenta oblicuidad en sus porciones central y oriental respecto a la Trinchera de Acapulco, normalmente el frente volcánico debe ser paralelo a la trinchera, la falta de esto ha sido explicada al proponer que la placa que se subduce cambia su ángulo conforme pasa debajo del continente (Pardo y Suárez, 1995; Arzate *et al.*, 1995). Se estima que la actividad volcánica en el CM ocurrió hace 2 millones de años (Demant, 1978; Nixon *et al.*, 1987). Ésta se ha caracterizado por pulsos de mayor intensidad separados por periodos de actividad reducida (Ferrari, 2000).

La Sierra Chichinautzin, al sur de la CM, está cubierta por rocas volcánicas del Cuaternario y es agrupada como la Formación Chichinautzin (Fries, 1960; Mooser *et al.*, 1974; Bloomfield, 1975; Martín del Pozzo, 1980). La Formación Chichinautzin que bloqueó el Valle de México, tiene un espesor de 1800 m. Según Bloomfield (1975) la datación radiométrica del material le da una antigüedad de 40,000 años, pero El Pedregal de San Ángel cuenta con apenas 2422 años más o menos (Arnold y Libby, 1951).

El evento geológico que dio origen a la Sierra Chichinautzin creó más de un centenar de conos cineríticos (Fries, 1960) algunos ejemplos son: el Nevado de Toluca, la Malinche, el Pico de Orizaba y el Xitle.

Según Delgado *et al.* (1998), el volcán Xitle cuenta con siete unidades de flujo de lava que definen una fisura ENE, ellos concluyen que fueron de baja viscosidad y dieron forma a basaltos y andesitas basálticas de afinidad calcialcalina ya que el volcán tuvo fases explosivas y efusivas. Se identificaron siete flujos diferentes los cuales son: Miembro Agua Escondida (Flujo I), Héroes de 1910 (Flujo II), Seminario (Flujo III), Miguel Hidalgo (Flujo IV), Ciudad Universitaria (Flujo V), Pedregal de San Ángel (Flujo VI), San Buenaventura (Flujo VII). Se describirá el Flujo V el cual abarca la zona de estudio, esta unidad fue derramada desde la parte sur del volcán Xitle, fluyo primero hacia el sur y después hacia el noreste cubriendo la zona donde se encuentra el campus de la Universidad Nacional Autónoma de México.

El Miembro Ciudad Universitaria está formado por muchos flujos menores de basalto y representa la unidad más grande (25.2 km<sup>2</sup>), además de tener la mayor extensión (12.5 km); Esto quiere decir que este miembro representa la fase paroxismal de la erupción y tiene la viscosidad más baja y el rango de efusión más largo. Estas lavas muestran las mejores estructuras preservadas pahoe-hoe. Este flujo rodeo y cubrió la zona arqueológica de Cuicuilco llegando a los canales y áreas pantanosas, al tener contacto las lavas con el agua tomaron la forma de lavas almohadilla. Su forma es abultada con corteza vítrea.

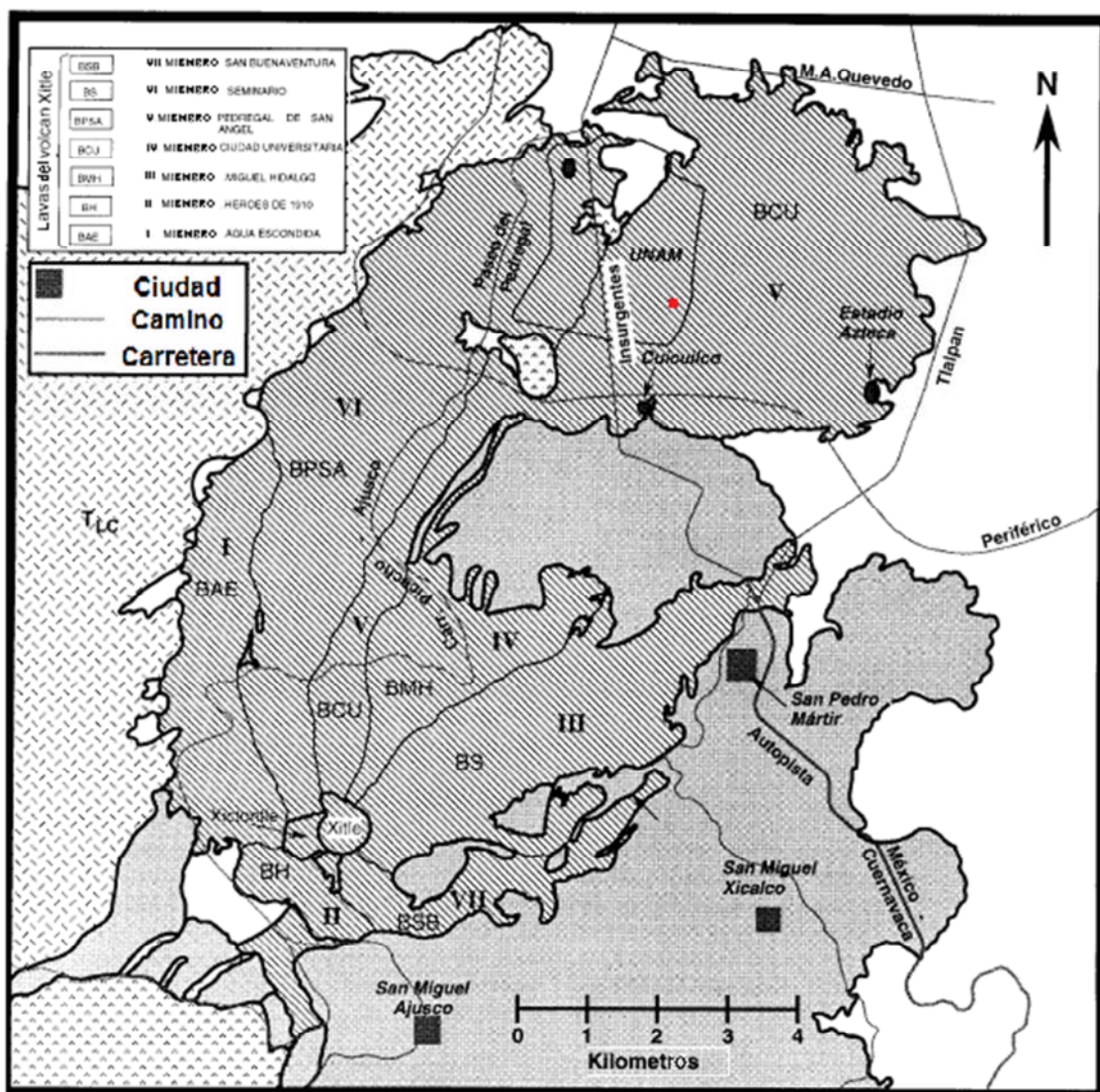


Figura 3.2.- Mapa que muestra el flujo de lavas del volcán Xitle (Delgado et al., 1998). El punto rojo muestra la zona de estudio.

### 3.5. Geotecnia

Según Marsal y Mazari (1959) la Cuenca de México puede dividirse en tres zonas por sus características geotécnicas, estas son:

Zona Pétreo: Marsal y Mazari (1959) la identificaron como zona de las Lomas, esto fue para referirse a las áreas de las faldas de la Sierra de las Cruces, donde se incluyen los derrames de basalto del Pedregal; formadas por terrenos compactos arenolimosos con alto contenido de grava y por tobas pumíticas bien cementadas, con una alta capacidad de carga y sin capas de arcilla compresibles. Del Castillo (1978), señala que esta zona incluye las faldas de la Sierra de Guadalupe, la Serranía de las Cruces y se le añaden las partes altas de los cerros del Peñón de los Baños, Peñón del Marqués y el Cerro de la Estrella, esta zona abarca la línea de estudio (Figura 3.3). Se pueden identificar seis tipos de suelos en esta zona.

- Tobas estables
- Tobas inestables
- Suelos pumíticos
- Rellenos
- Suelos de origen eólico
- Roca basáltica

Esta zona presenta generalmente condiciones favorables para cimentar estructuras; la capacidad de carga del terreno es elevada y no existen capas de arcilla compresibles que puedan ser causa de asentamientos diferenciales de gran magnitud. Sin embargo, debido a la explotación de minas de arena y grava, muchos predios están cruzados por galerías, a diferentes profundidades, las cuales suelen tener un desarrollo caprichoso. Estas formaciones son susceptibles de provocar asentamientos diferenciales erráticos y por lo tanto, importantes en la estructura de las construcciones realizadas (Marsal y Mazari, 1959).

Zona Lacustre: Marsal y Mazari (1959) la ubicaron en el antiguo Lago de Texcoco donde se tienen depósitos lacustres blandos y compresibles apoyados en suelos más duros y rígidos. Entre las causas principales de estas diferencias debe de citarse a la historia de las cargas aplicadas en la superficie del terreno, particularmente, en la zona ocupada por los monumentos aztecas y de la época colonial, por lo que esta zona se subdivide en dos, la primera que abarca la antigua traza de la ciudad, y en ella, las propiedades medias de los estratos arcillosos pueden variar apreciablemente, aun dentro de los límites de un mismo predio. En cambio, la segunda pertenece a la parte del área urbana que no ha experimentado cambios sensibles debido a que las cargas actuantes en la superficie han sido moderadas o nulas (Figura 3.3). Se puede clasificar en 5 grupos:



- Manto superficial
- Formación arcillosa superior
- Capa dura
- Formación arcillosa inferior
- Depósitos profundos

Zona de Transición: En esta zona las condiciones estratigráficas del subsuelo varían según Marsal y Mazari (1959) en forma extraordinaria de un punto a otro de la zona urbanizada. En general se tienen superficialmente los depósitos arcillosos o limosos orgánicos de la Formación Becerra, cubriendo a estratos de arcilla volcánica muy compresibles y de espesores variables, intercalados con capas de arena limosa compacta o arena limpia, los cuales descansan sobre potentes mantos en los que el material es predominante es la grava y la arena. Los problemas de asentamientos diferenciales pueden ser muy críticos, especialmente cuando se trata de construcciones extensas sometidas a condiciones de carga muy diferentes, lo cual ocurre frecuentemente en esta zona por corresponder al sector industrial de la ciudad (Figura 3.3). Se tiene tres condiciones:

- Progresiva
- Interestratificada
- Abrupta

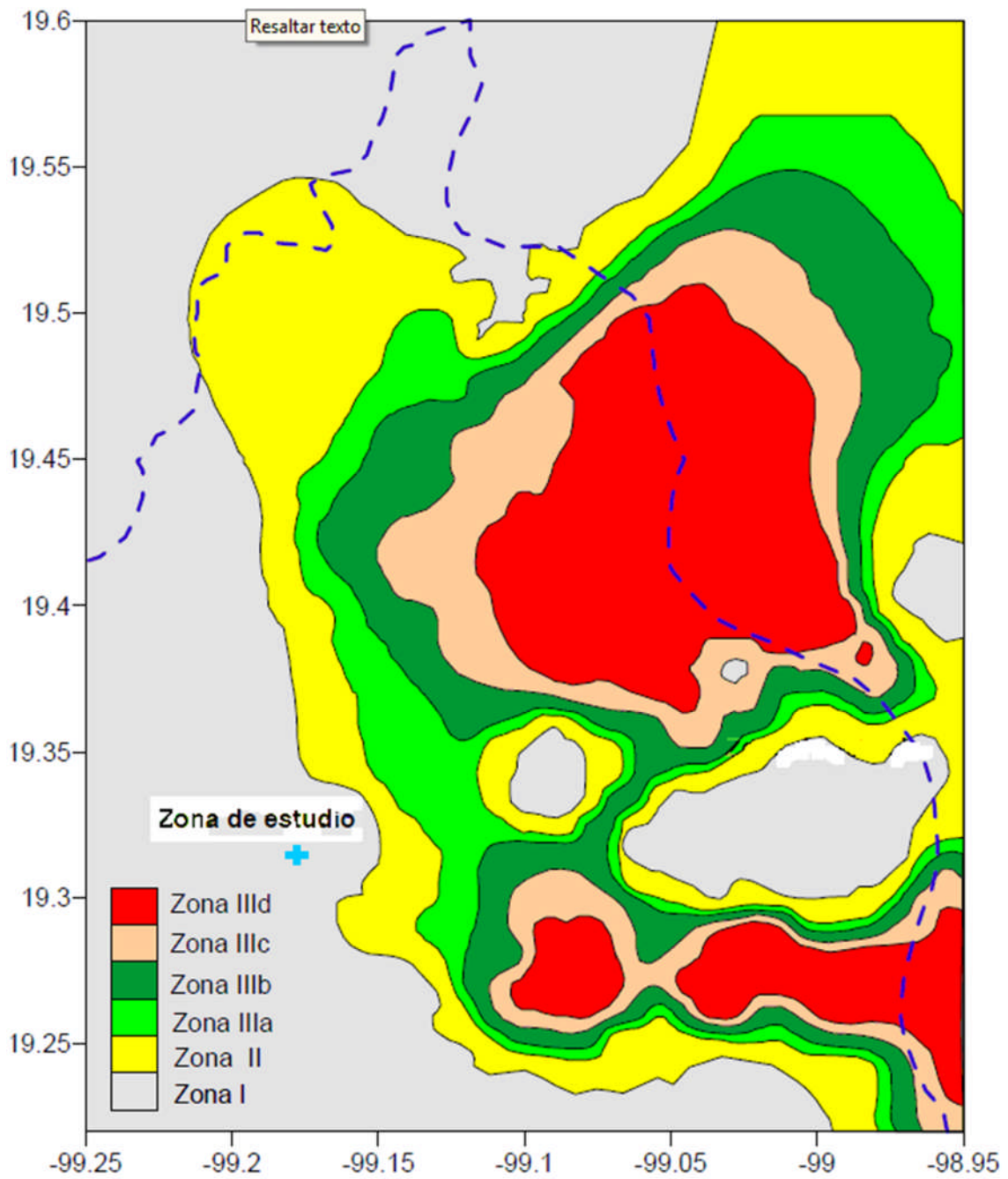


Figura 3.3. Ubicación de la zona de estudio en el mapa de zonificación geotécnica (Valdés, 2005).