

1. MARCO DE REFERENCIA DE LA ZONA DE ESTUDIO

1.1 Ubicación geográfica de Guatemala

Guatemala se encuentra localizado en la parte Norte del Istmo Centroamericano; limita al Norte y Oeste con la República Mexicana; al Sur con el Océano Pacífico; y al Este con el Océano Atlántico, y las Repúblicas de Belice, Honduras y El Salvador (Figura 1.1). Está dividida en ocho regiones, cada región abarca uno o más departamentos que poseen características geográficas, culturales y económicas parecidas. Cada uno de sus departamentos se divide en municipios y los municipios en aldeas y caseríos. Actualmente existen 22 departamentos y 331 municipios.



Figura 1.1. Guatemala, ubicación geográfica. Tomada de www.Geology.com, 2010)

Situada en el departamento de Guatemala, se encuentra la **capital del país** la cual lleva el mismo nombre, ubicada en el valle de la Ermita a unos 1592 (msnm), rodeada por los volcanes Agua, Acatenango, Pacaya y Fuego.

Rocio Zúñiga Lara

Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Ingeniería.

Su centro geográfico es 14° 37' 15" Latitud Norte y 90° 31' 36" Longitud Oeste y su extensión territorial es aproximadamente de 996 km².

1.2 Geología Regional de Guatemala

De acuerdo a su geomorfología, estructura geológica y litología, Guatemala puede dividirse en cuatro provincias geológicas principales (a, b, c y d) denominadas de sur a norte como: (Figura 1.2) (Bonis, 1969; Escribà, 1996 y Cosillo, 2008).

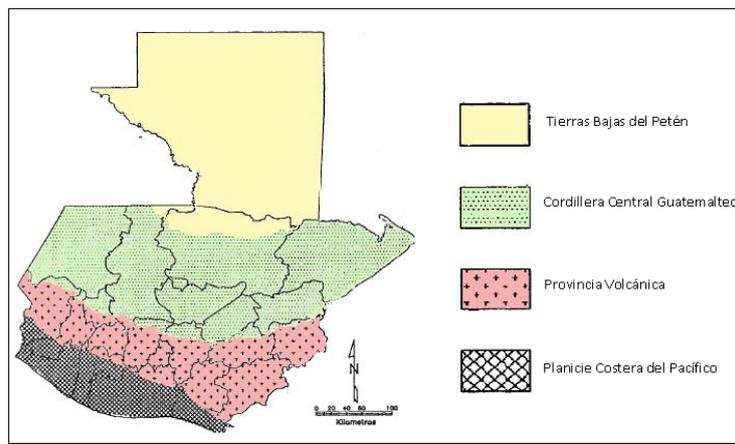


Figura 1.2. Provincias geológicas. Modificado de Bonis (1969); Escribà (1996).

a) Planicie Costera del pacífico: provincia sedimentaria en la planicie de la costa del Pacífico correspondiente a depósitos cuaternarios resultantes de una planicie de inundación, aproximadamente de 700 kilómetros de largo. Estos depósitos se componen de arenas, gravas, pómez y lahares provenientes de la erosión de los volcanes.

b) Provincia Volcánica: alineada respecto a la costa del océano Pacífico. El vulcanismo está asociado a la evolución de un arco de islas que es producto del proceso de subducción de la placa del Cocos bajo la placa Caribe, esta cadena volcánica está compuesta por edificios volcánicos de edad terciaria y cuaternaria, las elevaciones varían entre los 2,000 y 4,200 m; por engrosamiento de la placa Caribe los edificios volcánicos activos migran hacia el Sur con dirección a la línea de costa.

c) Cordillera Central Guatemalteca: se determina una provincia que forma un cinturón de alto metamorfismo, al centro del país, es producto de la interacción de la placa Caribe

respecto a la placa Norteamericana, conocida como la zona de sutura de la falla del Motagua. Consiste en su parte meridional de esquistos, gneises, mármoles, serpentinas y granitos de edad paleozoica-mesozoica; en la septentrional estas rocas gradan hacia rocas mesozoicas sedimentarias con plegamiento de menor intensidad incluyendo calizas, dolomías, areniscas y arcillas.

d) Tierras Bajas del Petén: cuarta provincia geológica, compuesta básicamente por depósitos sedimentarios, como una gran planicie de aproximadamente 200 metros sobre el nivel del mar. Las rocas están constituidas principalmente por carbonatos depositados en ambiente de plataforma, de edad cretácica, además de clásticos terciarios y aluviones cuaternarios.

Sin embargo la geología de Guatemala es sumamente complicada y variada (Figura 1.3), debido a la complejidad espacial y los diferentes ambientes geológicos que han sido generados por la interacción y la dinámica de tres placas tectónicas (Caribe, de Cocos y Norteamericana).

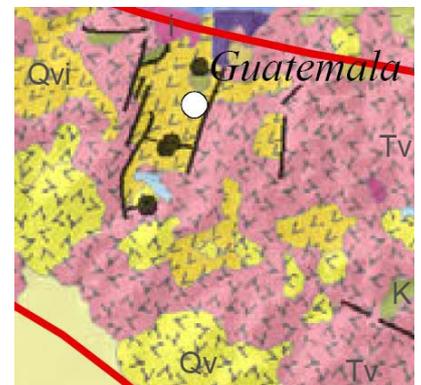
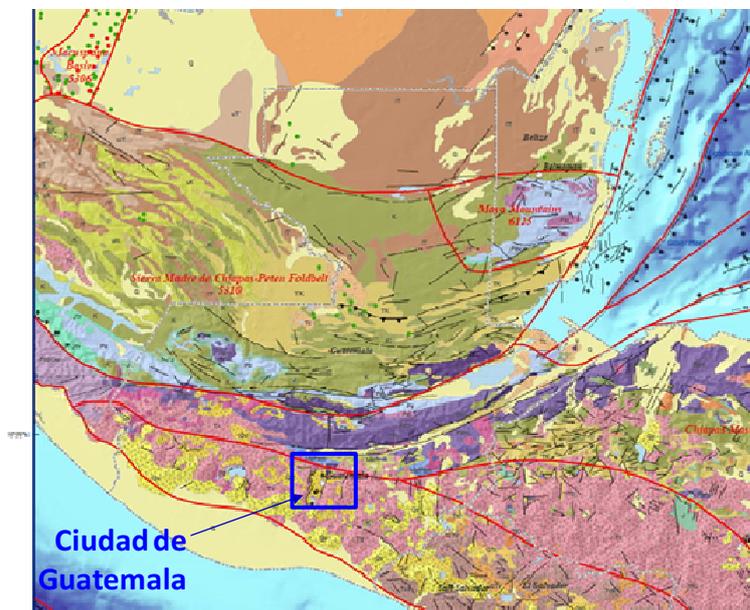


Figura 1.3. Mapa geológico que muestra la litología de Guatemala (Modificado de USGS, 2000)



Actividad Volcánica

Las áreas más pobladas y de mayor crecimiento de Guatemala (Escribà, 1996) se ubican dentro de la Provincia Volcánica o dentro de su área de influencia, por lo que se considera importante mencionar el riesgo geológico asociado a la actividad volcánica.

Dentro de la Provincia Volcánica existen clasificados 324 focos eruptivos cuaternarios (Bohnenberger, 1969), once de los cuales están catalogados como activos por la Asociación Vulcanológica Internacional, de los cuales, los volcanes Santiaguito, Tacaná, Fuego, Tecuamburro y Pacaya (Figura 1.4).



Los efectos de una explosión o erupción volcánica consisten en terremotos de efectos locales, emanaciones de gases, cenizas y lavas ardientes, que en función de la magnitud del evento pueden devastar grandes extensiones. En la ciudad de Guatemala, donde se encuentra el área de estudio, la actividad del Volcán Pacaya ilustra los efectos antes mencionados.

Figura 1.4. Representación de los volcanes más importantes de Guatemala (Topinka, 1996).

1.3 Estructura del Valle de Guatemala

Una fractura es una superficie que separa un objeto en dos partes, y con este fenómeno pierde su continuidad. Cuando una fractura, además de la discontinuidad, muestra un desplazamiento de una parte con respecto a la otra se habla de una “falla”.

Existen varios tipos, en este caso, solo nos enfocaremos a la “falla normal”, originada por esfuerzos de tensión y el movimiento de ésta se debe a la gravedad.

Es posible que se presenten dos fallas paralelas y de inclinación opuesta, definiendo tres bloques: dos elevados y uno central hundido. A esta configuración se designa como “graben”, de acuerdo al vocablo alemán para fosa (Bohnenberger, 1969) .

En la naturaleza, las condiciones son generalmente más complejas. Es común que las fallas limítrofes del bloque hundido no sean simples, sino una serie de fallas paralelas.

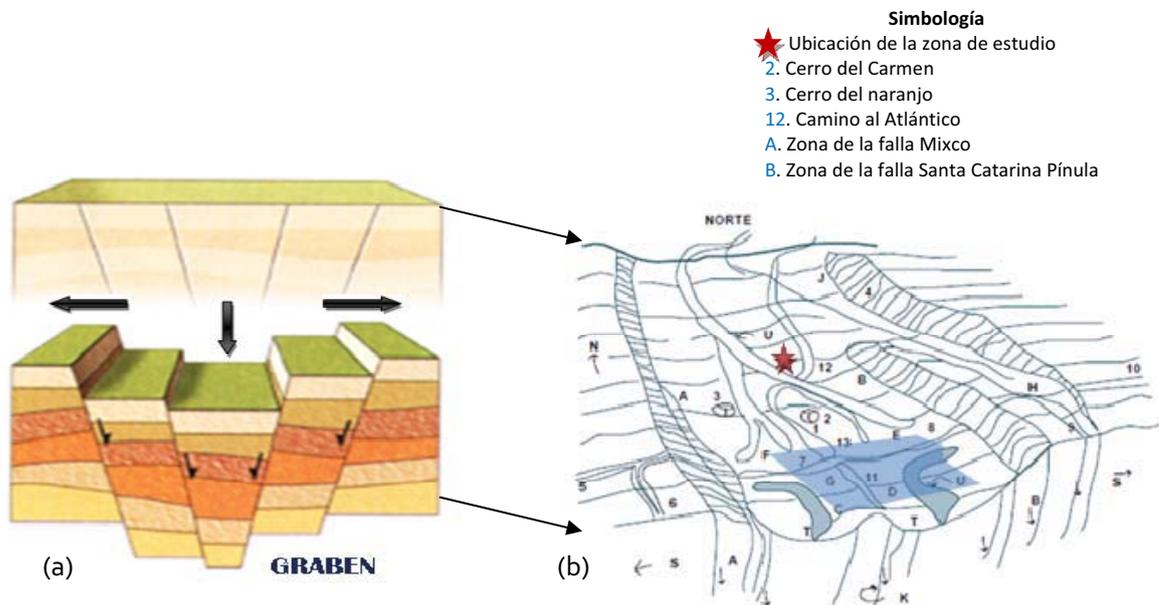


Figura 1.5. (a) Modelo geológico de un graben, definido por fallas múltiples. (b) Esquema. Morfología del Valle de la Ciudad de Guatemala. Modificado de Monzón, 2003.

El valle de la ciudad de Guatemala es una depresión de origen tectónico de tipo graben (Bonis, 1978, 1993; Plafker, 1978; Weyl 1980) o también llamado *pull apart basin* (Pérez, 2009). De acuerdo al relieve actual, el desnivel entre los bloques levantados donde se encuentra el valle es de 500m (Escribà, 1996), Figura 1.5.

Está delimitado al norte por la falla del Motagua, al sur por la falla de Jalpatagua y en el centro se ha generado una la zona de distensión que formó la depresión en la que se encuentra la ciudad. (Figura 1.6).

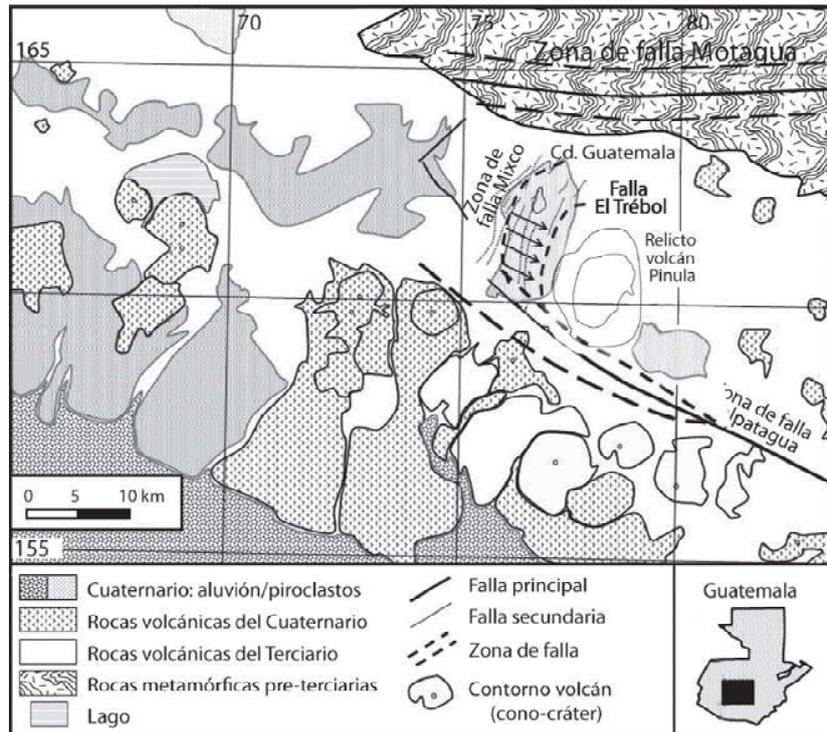


Figura 1.6. Modelo tectónico que interpreta la estructura del valle de Guatemala, mediante un *pull apart basin*, limitado al oeste por la falla de Mixco. (Bonis, 1993; Pérez, 2009)

La zona de distensión presenta actividad volcánica representada por los volcanes Pinula y El Naranjo. Al continuar los movimientos tectónicos colapsaron las estructuras volcánicas formando el sistema de fallas de Mixco, cuyas trazas se evidenciaron en superficie durante el terremoto de 1976 (Figura 1.7). Estas estructuras han sido cubiertas por un potente espesor de materiales piroclásticos que han encubierto y ocultado su origen.

El patrón del fracturamiento del valle de Guatemala provocado por el terremoto de 1976 ha evidenciado que la zona de fallamiento coincide únicamente con la falla de Mixco, la cual es un sistema de fallas normales, escalonadas, dirección norte-sur, cuya forma está gobernada por las estructuras volcánicas subyacentes (Figura 1.8). Lo que hasta ahora se conoce como falla Pinula, representa las faldas del relicto de la estructura volcánica. Éste se

adentra en el valle de Guatemala hasta el sector de El Trébol, siendo el contorno exterior, el formado por los altos estructurales que se encuentran dentro del valle de Guatemala. Hacia el oeste del contorno, las fallas Mixco y Pinula inician la zona de fallamiento activo.

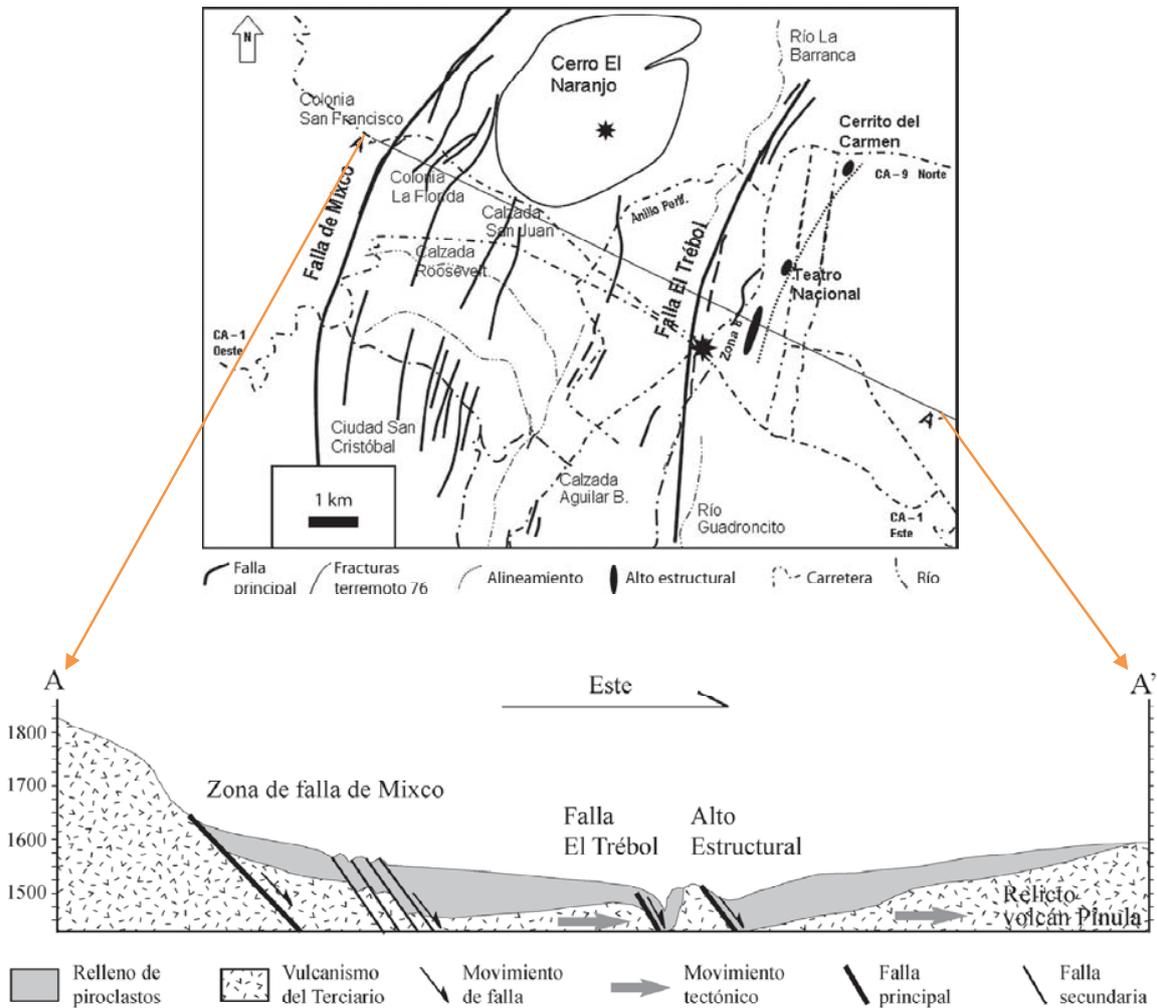


Figura 1.7. (a) Mapa de fracturas provocadas por el terremoto de 1976 en el valle de Guatemala. Los sectores en los que no se presentan fracturas coinciden con el cerro El Naranjo y el sector Este de la ciudad. Nótese la estrella indicando la localidad de El Trébol. (b) Sección transversal esquemática del valle de la ciudad de Guatemala con orientación E-W. En esta sección se puede observar que al W el valle está atravesado por el sistema de fallas de Mixco, mientras que en el E se encuentra el depósito de colada del volcán de Pinula (SGG, 1976; Pérez, 2009).

1.4 Geología Local del Valle de Guatemala

Basado en la investigación de Koch y Mc Lean (1975) la estratigrafía de la cuenca de la ciudad de Guatemala se caracteriza por cuatro secuencias piroclásticas principales:

Rocio Zúñiga Lara

Detección de zonas de riesgo en la Ciudad de Guatemala

unidades R, L, T y H. Además de material de depósito de caída de pómez, reciente, de las unidades C, E y B; e intercalaciones entre las unidades L y T por las secuencias Z5- Z4, X, Y. Las características de cada unidad se explican de manera general en el (ver Cuadro 1.1). Sin embargo de acuerdo al reporte geológico de Zamudio *et al* (2010) la unidad más antigua, es la caliza cretácica de la Formación Atima, que aflora en la porción norte, la cual, está afectada por un fuerte fracturamiento y plegamiento; se encuentra en algunas porciones del subsuelo de la ciudad de Guatemala a una profundidad promedio de 190 m (Chuo Kaihatsu Corporation, 1995); el espesor exacto no se puede definir, ya que los pozos de Empresa Municipal de Agua de Guatemala (EMPAGUA) no cortaron la base, pero se estima que mida más de 250 m. En la Figura 1.9 la sección de la zona de estudio.

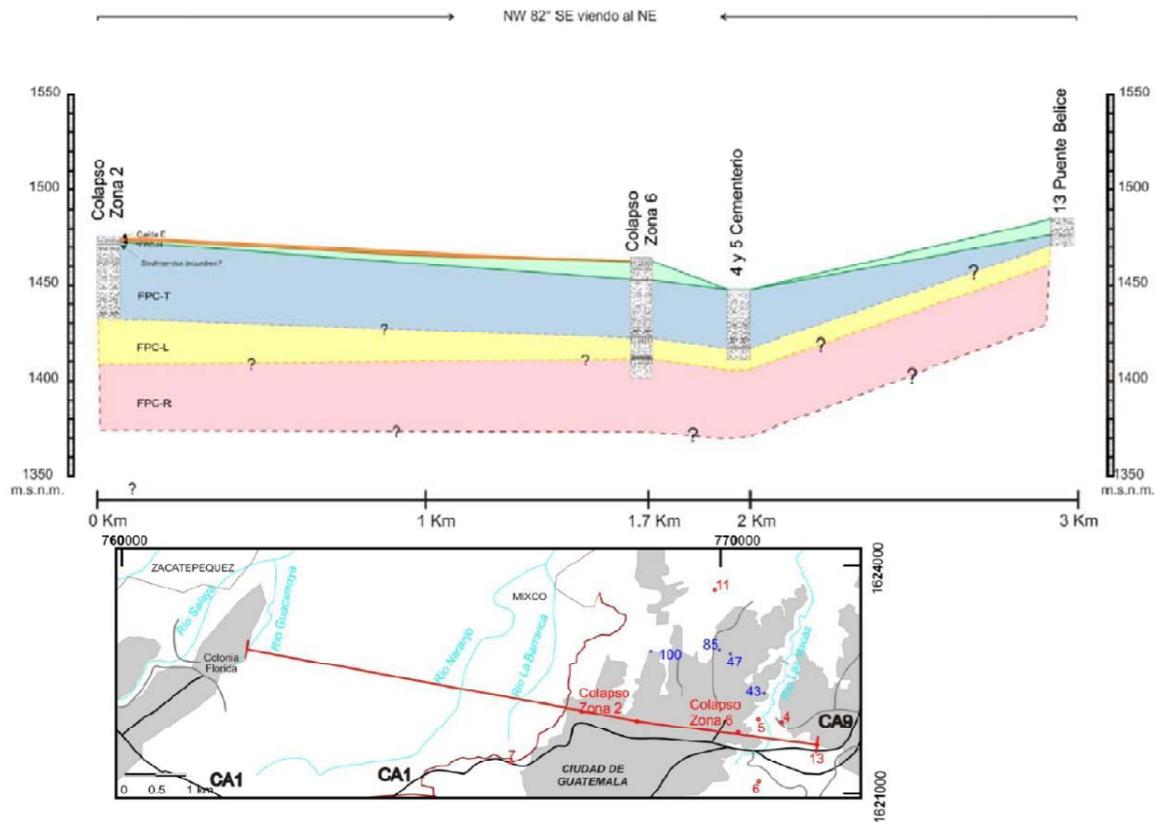
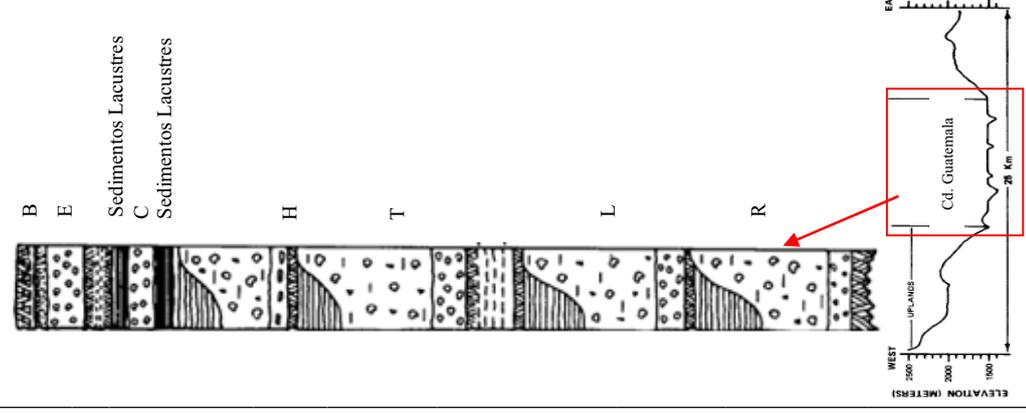


Figura 1.9. Correlación estratigráfica de las columnas de colapso Zona 2 (2010) y colapso Zona 6 (2007). FPC es flujo de pómez y ceniza (Tomado de Zamudio *et al*, 2010).

Le sobreyace a esta unidad en discordancia angular, una toba del Terciario que aflora en un alto estructural, aproximadamente a 1150 m al sur del colapso de la zona 2, en el Cerro del Carmen, y que se encuentra debajo de la secuencia de piroclastos del Cuaternario en el subsuelo de la ciudad (Pérez, 2009), y que en los pozos de EMPAGUA se estima un espesor mayor a 50 m, y va aumentando hacia el oriente de la ciudad estimándose espesores mayores a 75 m (Chuo Kaihatsu Corporation, 1995). La columna piroclástica del Pleistoceno, tiene un espesor aproximado de 140m, de acuerdo a los pozos Barrio San Antonio y Ciudad Nueva II (Daho Pozos S.A., 1994).

Cuadro 1.1. Descripción geológica de las unidades principales de la Cd. de Guatemala. Modificado de Koch & Mc Lean (1975); Zamudio et al (2010).

<p>Sucesión de la Cuenca</p> 	<p>C, E, B (Depósitos de caída)</p>	<p>B: ceniza color blanca con biotita y hornblenda. <i>Origen AYARZA.</i> E: pómez de color blanca con fenocristales de hornblenda, enstatita y biotita; presentan una gradación inversa en los clastos de pómez. <i>Origen PACAYA.</i> C: pómez color blanca con hornblenda. <i>Origen AGUA.</i> Constituida por un horizonte de caída en la parte inferior (depósito de pómez de caída de color crema), un horizonte de flujo piroclástico (contiene fragmentos líticos y ramas carbonizadas) y por un paleosuelo en su parte superior. <i>Origen LAGO DE ATITLÁN?</i></p>
<p>Secuencia H (Los Chocoyos)</p>	<p>Z5-Z4, X, Y</p>	<p>Material piroclástico de color gris a blanco. <i>Proveniente de los volcanes PACAYA, ACATENANGO o FUEGO</i></p>
<p>Secuencia T</p>	<p>Secuencia T</p>	<p>Constituida por dos horizontes: uno de pómez de caída, gris claro con hornblenda y biotita; el otro es un depósito de flujo de pómez y ceniza, el espesor máximo de esta unidad se encuentra dentro de la ciudad de Guatemala. <i>Origen PACAYA.</i></p>
<p>Secuencia L</p>	<p>Secuencia L</p>	<p>Ésta secuencia consta de un depósito de flujo de pómez y ceniza, color marrón, con estructura masiva, se encuentra constituido por clastos de pómez subredondeada, hasta de 12 cm y líticos angulosos oscuros, los cuales se encuentran soportados por una matriz de ceniza. Este horizonte, subyace a un paleosuelo de color marrón rojizo, de estructura masiva. <i>Origen PACAYA?</i></p>
<p>Secuencia R</p>	<p>Secuencia R</p>	<p>Constituida por un depósito de flujo de pómez y ceniza, estructura masiva, compuesta por dos horizontes, uno, gris claro y otro marrón rojizo claro, coronado por un paleosuelo color marrón rojizo oscuro. <i>Origen PACAYA?</i></p>
<p>Depósitos Volcánicos</p>	<p>Depósitos Volcánicos</p>	<p>Esta unidad de toba con biotita, corresponde a la descrita por Koch y McLean (1977), como un depósito con estructura masiva, gris claro rojizo compuesto de pómez y soportado por ceniza que se encuentra sin soldar. <i>Origen PACAYA?</i></p>
<p>Formación Atima</p>	<p>Formación Atima</p>	<p>Ritchie (1975), describe esta formación como una caliza recristalizada. Se clasifica como wackestone a packstone con algunos fantasmas de foraminíferos bentónicos, que varía de gris claro a gris, en porciones fuertemente recristalizada, fracturada y fallada.</p>

1.5 Hidrogeología

De acuerdo al estudio hidrogeológico de López Choc (1999), se identificaron dos acuíferos importantes, denominados acuífero superior e inferior.

Acuífero Superior: consiste esencialmente de potentes depósitos pomáceos, intercalaciones locales de sedimentos fluvio-lacustres, paleosuelos y lavas. Las características hidrogeológicas son muy variables, se estima una producción promedio de 200 gpm. El nivel freático de este acuífero es generalmente cercano a la superficie (dentro de los primeros 20 m), y muestra grandes variaciones estacionales. Se estima que el volumen de agua almacenada en el acuífero superior es de $4 * 10^9 \text{ m}^3$.

Acuífero Inferior. Está constituido por lavas andesíticas de alta permeabilidad secundaria, fracturación y espesor y tobas vítreas, las cuales subyacen al acuífero superior. Se tienen condiciones libres y de semi-confinamiento, el cual es provocado por los piroclastos compactados y semi-compactados que sobreyacen a las lavas fracturadas. Se estima que el volumen de agua almacenada en el acuífero inferior es de $27.5 * 10^9 \text{ m}^3$.

El movimiento del agua subterránea en la cuenca Sur del valle de la ciudad de Guatemala, está controlado por las fallas normales con dirección norte-sur, que permiten la recarga del acuífero superior y dan al gradiente hidráulico una tendencia hacia el sur con descarga en el lago de Amatitlán.

En el valle los niveles varían de Oeste al centro del valle de 120 a 60 m, mientras que del centro al Este varían entre 60 y 100 m.

La sobre explotación del acuífero se manifiesta por el sostenido descenso del nivel freático. Se estima que en la cuenca sur del valle de la ciudad, el descenso promedio oscila entre 1 y 1.47 m por año.

1.6 Generación de colapsos. Mecanismos de formación.

Las cavidades por colapsamiento no son elementos aislados; son parte de un sistema de drenaje subterráneo. La clave que permite comprender su génesis y desarrollo, se encuentra en la estructura, funcionamiento y evolución que experimenta el sistema a nivel del conjunto. Además del equilibrio químico responsable de la disolución y la velocidad y características de las circulaciones. Esta interrelación permite explicar la génesis simultánea de una estructura subterránea y la morfología de superficie asociada a ella (Bakalowicz, 1982; Galan, 1991).

Generalmente cuando se habla de la formación de cavidades por colapsamiento, se piensa solamente en rocas solubles, es decir, carbonatadas, formadas por disolución química. La caliza y la dolomía forman la mayor parte de las rocas karstificables. Más del 90% de las cuevas del mundo se encuentran en estos terrenos (Galan, 1991). Sin embargo, existen otro tipo de estructuras que se forman por colapso en material piroclástico, emplazados en valles como en la región de Taupo Nueva Zelanda (Manville y Reeves, 2006). En ésta región a éste tipo de estructura se le conoce como “tomo” y es el resultado de la erosión mecánica intensa del agua subterránea (Foster y Fell, 1999).

Se han reportado eventos similares en la península Ibérica en la zona de Almería, Nijar (Parra, 2005) y en este caso en Guatemala (2007 y 2010).

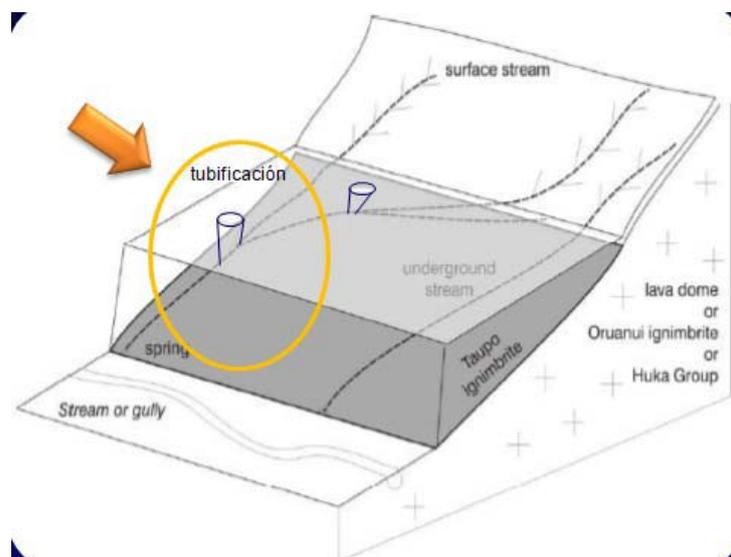
La formación de estas estructuras tienen lugar principalmente en los flujos piroclásticos masivos llamados ignimbritas, a los cuales generalmente le sobreyacen horizontes de paleosuelos de menor permeabilidad. Una de las características internas de las ignimbritas, es que presentan bandas ricas en clastos líticos, los cuales están soportados por una matriz de ceniza y cristales; estas partículas finas, son susceptibles a la erosión del flujo del agua subterránea. Cuando las ignimbritas sobreyacen horizontes menos permeables, el flujo del agua subterránea se intensifica en las ignimbritas de manera lateral, lo cual remueve las partículas finas y se desarrollan canales o tubos (Selby y Hosking, 1971).

Según los estudios de Foster y Fell (1999), la tubificación o erosión interna se puede generar por los siguientes procesos:

- ✚ Formación de tubos por erosión de retroceso: la erosión se inicia por percolación en una pared y a partir de ese punto se empieza a excavar hacia adentro del horizonte generando un tubo continuo.
- ✚ Formación de tubos por concentración de goteo: la erosión actúa a lo largo de grietas o en zonas en donde se concentra el goteo, por ejemplo zonas con alta permeabilidad, desde la fuente en donde se concentra el agua hasta un punto de salida.
- ✚ "Suffusion": la erosión ocurre por el acarreo de partículas finas que son lavadas de los intersticios de granos más gruesos, produciendo una zona de alta permeabilidad.
- ✚ Explosión: la erosión ocurre cuando la presión de fluido sobrepasa la tensión del material.

Una vez que se ha formado una cavidad, se desarrolla un tubo que sigue el gradiente hidráulico, el cual, regularmente sigue la forma de una superficie impermeable (paleosuelos). Las oquedades se pueden originar de forma natural en diferentes situaciones, tales como la confluencia de las corrientes de agua subterránea que puede seguir la paleotopografía, cuando coincide una corriente de agua superficial con una de agua subterránea o cuando hay un cambio de pendiente en el flujo de agua subterránea (Manville y Reeves, 2006; Zamudio *et al.*, 2010); (Figura 1.10).

Figura 1.10. Diagrama esquemático de la formación de hundimientos por colapso y su relación con arroyos y corrientes subterráneas, en el Distrito de Taupo, Nueva Zelanda. Tomado de Manville y Reeves (2006).



Detección de zonas de riesgo en la Ciudad de Guatemala

De acuerdo al marco de referencia antes expuesto, se debe resaltar que los hundimientos de la Ciudad de Guatemala ocurridos en el 2007 y 2010, se atribuyen principalmente a la propia litología, en general, un potente paquete de flujo de pómez y ceniza, regido por los mecanismos de tubificación y erosión interna de la misma. Sin descartar otros factores que también influyeron y trataremos más adelante.