

1. OBJETIVOS Y ALCANCE

El objetivo de este trabajo es estudiar las propiedades físicas y mecánicas de los depósitos piroclásticos de la erupción explosiva de la caldera Ilopango, ocurrida hace unos 1700 años. Se pretende encontrar algunas características desde el punto de vista geomecánico, estudiar los mecanismos de ruptura de acuerdo a los tipos de depósitos y analizar los factores que operan en estas unidades para que sus taludes verticales se mantengan estables, ante detonantes como lluvias y terremotos fuertes. Otro objetivo es buscar una relación entre los procesos eruptivos que originaron los depósitos de caída de cenizas y flujos piroclásticos TBJ y sus características geomecánicas asociadas.

El alcance que se pretende con este proyecto es proporcionar nueva información sobre los depósitos de TBJ, que apoye los estudios futuros de la caracterización de amenazas y de microzonificación sísmica del Area Metropolitana de San Salvador (AMSS), y no considera la elaboración cartográfica de un mapa vulcanológico de detalle.

2 DEFINICIÓN DEL PROBLEMA

Los productos volcánicos de la última erupción explosiva de la caldera de Ilopango, cubren gran extensión del territorio de El Salvador, en el cual se localizan los centros urbanos con más alta densidad poblacional del AMSS. Esta área está integrada por 14 municipios: San Salvador, Santa Tecla, Ilopango, Soyapango, Antiguo Cuscatlán, Mejicanos, Delgado, Ayutuxtepeque, Cuscatancingo, San Marcos, Tonacatepeque, Apopa, Nejapa y San Martín. A partir del censo de 1992, se ha estimado la población para el AMSS superior a 2,300,000 habitantes, que constituye el 35% de la población total del país (MARN, 2002).



(Foto cortesía de Thomas Boekle)

Figura 2. Fotografía aérea mostrando la alta densidad poblacional en el Municipio de Ilopango asentada sobre los depósitos de Tierra Blanca Joven. Febrero de 2001.

La mayoría de estos municipios están asentados sobre los productos piroclásticos de la TBJ, la cual tiene un espesor superior a 60 m en las cercanías del borde de la caldera de Ilopango. Los problemas de derrumbes son comunes en estos depósitos cuando llega la época lluviosa o ante un sismo fuerte, causando daños a las viviendas ubicadas sobre o al pie de los taludes, causando pérdidas materiales y humanas.

Por tanto, resulta importante conocer la distribución espacial de sus unidades, los espesores y las características geomecánicas de las unidades que componen los depósitos de caída y de flujos piroclásticos de TBJ. Esta información conjunta servirá para establecer las zonas más propensas a ser afectadas ante la presencia de detonantes como lluvias y sismos fuertes.

3 ANTECEDENTES

Williams y Meyer Abich (1953) iniciaron los primeros estudios de los productos eruptivos de la caldera Ilopango, denominándolos Tierra Blanca, dado su peculiar color blanco a todo el conjunto de cenizas y pómez riolítico provenientes de la Caldera de Ilopango, pero creían que dichos materiales procedían del Volcán Boquerón.

Los estudios de la Tierra Blanca fueron ampliados cuando la Misión Geológica Alemana (MGA) inició los trabajos para la elaboración del Mapa Geológico de El Salvador a escala 1: 100,000 (Weber, S. H., et al. 1978), quienes definieron a la Caldera de Ilopango como la fuente de los depósitos de Tierra Blanca y la dividieron en las unidades s4 y s3'a, como miembros de la Formación San Salvador. El s4 se refiere solamente a la última erupción pliniana del Ilopango, mientras que el miembro s3'a agrupa a los depósitos de piroclásticos TB2, TB3 y TB4, los cuales debido a la coloración de los paleosuelos entre esas unidades, son también llamados "Tobas color café".

Con el propósito de conocer mejor la ubicación en el tiempo de los descubrimientos arqueológicos en el área del valle de Zapotitán, Sheets, P., (1976), estudió el paleosuelo rico en artefactos arqueológicos subyacentes a las tefras de Tierra Blanca; Steen-McIntire V., (1976) hizo los estudios petrográficos preliminares y análisis del tamaño de las partículas de las tefras. Hart, William (1981) identificó en esa erupción violenta del Ilopango, dos etapas eruptivas importantes denominadas T1 y T2 cuyos productos los subdividió en seis unidades, e identificó los procesos eruptivos asociados, además, hizo análisis químicos de las tefras. Posteriormente Hart y Steen-McIntire (1983) describieron la estratigrafía y la distribución de las tefras. Vallance y Houghton (1998) revisaron la estratigrafía de Hart y Steen-McIntire (1983) e introdujeron cambios en las unidades estratigráficas, denominándolas de la A a la F, caracterizaron cada unidad y redefinieron los procesos eruptivos asociados a las mismas.

Los primeros trabajos realizados para conocer las propiedades mecánicas de la TBJ, fueron realizados por Guzmán, M. y Melara, E. (1996) cuyo aspecto relacionado a las formas de las trizas de los depósitos de TBJ (microfábrica), resulta ser un aspecto importante para la comprensión de la estabilidad de los taludes de esos depósitos. Bommer et al., (1998, 2003) y Rolo et al (2004), estudiaron las características mecánicas de TBJ y el comportamiento de estos suelos ante los sismos y ante las lluvias. Identificaron la succión que opera en esos suelos parcialmente saturados e indicaron la cementación débil proporcionada por geles como el mecanismo de estabilidad de los taludes verticales. Otro aspecto importante ha sido la medición de la succión o presión de poros negativa en suelos de TBJ empleando tensiómetro.

Varios trabajos de tesis para obtención de grado han sido realizados para conocer diversas propiedades de la TBJ, por universidades locales pero en la mayoría de los casos siempre se están refiriendo a la Unidad G, ya que esta se encuentra en el techo de la secuencia, y es sobre esta unidad donde la mayor parte de la ciudad de San Salvador está edificada.

4 DEFINICIONES

En las definiciones que se presentan a continuación cuando se menciona su equivalente en inglés, aparece entre paréntesis.

Andesita: roca ígnea de grano fino sin cuarzo o sin ortoclasa, compuesta de alrededor del 75 por ciento de feldespato plagioclasa y el resto de silicatos ferromagnesianos. Aparece en forma de lavas, posiblemente derivado de un magma basáltico por cristalización fraccionada. Es muy característico de los procesos que dan lugar a la formación de montañas alrededor de los bordes del océano Pacífico.

Arcillas: silicatos hidratados finamente cristalinos, que se forman como resultado del intemperismo de los silicatos minerales tales como el feldespato, piroxeno y el anfíbol. Las arcillas más comunes pertenecen a los grupos de la montmorillonita e illita.

Basalto: roca ígnea de grano fino en la que predominan los minerales de color oscuro, que consisten de más de 50 por ciento de feldespatos plagioclasa y el resto de silicatos ferromagnesianos. Los basaltos y las andesitas representan aproximadamente el noventa y ocho por ciento de todas las rocas extrusivas. Se caracteriza por ser pobre en contenido de SiO₂ (45-50 %) y posee grandes concentraciones de FeO, MgO y CaO y tienen poco Na₂O y K₂O.

Bombas o bloques: fragmentos mayores que 64 mm. Los bloques son fragmentos angulares a sub-angulares con un origen juvenil, cognato o accidental derivados de la extrusión de lavas, ya sea en domos o en edificios volcánicos. Bomba se refiere a aquellos fragmentos exclusivamente juveniles, que han sido arrojados desde la boca eruptiva en condiciones parcialmente fundidas, y las cuales han sido parcialmente solidificadas durante su vuelo.

Calcita: mineral compuesto de carbonato de calcio (CaCO₃).

Caldera: depresión volcánica aproximadamente circular, de paredes interiores abruptas, cuyo diámetro es cuando menos 3 ó 4 veces mayor que su profundidad. El lago de Coatepeque es un típico ejemplo de colapso de caldera.

Cementación: proceso por el cual los espacios vacíos de una capa geológica es rellenada por soluciones minerales que cristalizan posteriormente formando minerales, que unen las partículas.

Coloidal: son partículas ultra-finas suspendidas en un medio dispersante. Es un estado en el cual existe entre una solución verdadera y una suspensión y se levanta porque las partículas son tan pequeñas que las fuerzas eléctricas y otras fuerzas las cuales tienden a mantenerlas en la dispersión son más grandes que la fuerza de la gravedad.

Compactación: reducción del espacio poroso entre granos individuales como consecuencia de la presión de los sedimentos superyacentes o de las presiones resultantes de los movimientos terrestres.

Carbono 14: isótopo radiactivo del carbono ⁶C¹⁴, con una media de vida de 5,720 años. Se usa para establecer la fecha de sucesos acaecidos hasta hace unos 50,000 años.

Ceniza volcánica (volcanic ash): es toda partícula piroclástica menor que 2 mm de diámetro y compuesta por material vítreo, cristalino o lítico, formados cuando el magma es arrojado al aire durante una erupción.

Columna geológica: arreglo cronológico de las unidades de rocas en forma de columna con las unidades más antiguas en el fondo y las más jóvenes en la cima.

Componentes volátiles. materiales de un magma tales como el agua, el bióxido de carbono y ciertos ácidos, cuyas presiones de vapor son suficientemente altas para dar lugar a que se concentren en cualquier fase gaseosa que se forme.

Conducto central: abertura en la corteza de la tierra burdamente circular por la que son proyectados los productos magmáticos. Un volcán es una acumulación de material alrededor de un conducto central.

Cono de ceniza (cinder cone): está formado exclusivamente o en gran parte por productos piroclásticos en los que predominan las cenizas. Son parásitos de un volcán más grande y rara vez sobrepasan los 500 m de altura. Sus flancos tienen inclinación de 30 ° a 40 °.

Correlación: proceso para establecer la contemporaneidad de las rocas o sucesos de un área con otras rocas o sucesos de otra área.

Cráter: depresión o cuenca volcánica de paredes abruptas, casi circular, cuyo diámetro es menor que tres veces su profundidad. Comúnmente ocupa la cima de un volcán.

Cristal: sólidos cuyos átomos están dispuestos en forma ordenada. Puede o no desarrollar caras externas que le den forma cristalina.

Depósitos de caída de cenizas o lluvia de tefras (ash fall deposits): es un depósito de piroclastos formado por la erupción de material fragmentado a través de un conducto por una explosión volcánica y eyectado a la atmósfera por medio de una columna eruptiva o por elutriación de finos sobre un flujo piroclástico en movimiento.

Depósitos de flujo piroclástico (pyroclastic flow deposits): sinónimo de ignimbritas.

Efusiva: sinónimo de extrusivas. Son las rocas formadas por la salida de magma en forma de lava a la superficie y se endurecen con el enfriamiento.

Elutriación: es el proceso por el cual un material granular fino puede ser seleccionado dentro de los tamaños de partículas constituyentes, a través del movimiento de corrientes de fluidos usualmente gases.

Esquirla o triza vítrea (Glass shard): es un fragmento vítreo producido en las paredes de burbujas de pómez, que pueden quedar aislados al destruir el fragmento pumíceo, durante o después de la erupción. Se caracterizan por tener formas muy irregulares, angulares, curvilíneas.

Erupción central: es una erupción volcánica con boca más o menos circular.

Erupción de fisura: extrusión de lava por una fisura de la corteza terrestre.

Erupción pliniana: son las erupciones más violentas que liberan gran cantidad de energía en pocos segundos. Ocurren generalmente como respuesta a la despresurización violenta de una cámara magmática dacítica a riolítica. Este tipo de erupciones se caracterizan por el desarrollo de una columna eruptiva vertical que se forma a partir del conducto de emisión, la estabilidad y su forma depende del tamaño de la boca eruptiva o cráter, de la relación de descarga de la erupción (caudal), del volumen de gas y de la diferencia de presión entre la columna y la atmósfera. Esta columna se compone de fragmentos sólidos y gas y puede superar los 30 km de altura por encima del cráter.

Erupción volcánica: emisión explosiva o quieta de lava, materiales piroclásticos o gases volcánicos a la superficie de la Tierra, usualmente por un cráter y raramente por fisuras.

Estrato potente: capa geológica de gran espesor.

Estrato incompetente: capa geológica de poca dureza y poco resistente.

Estrato competente: capa geológica dura y resistente.

Estratificación: 1) término colectivo que se usa para indicar la existencia de capas o estratos en las rocas sedimentarias. 2) algunas veces se usa como sinónimo de *plano de estratificación*.

Exfoliación: es un proceso de intemperismo o meteorización en el cual delgadas rebanadas de rocas se cortan por causa de la expansión y contracción durante el calentamiento y enfriamiento de los cambios diurnos de temperatura.

Falla: superficie de ruptura de una roca a lo largo de la cual ha habido movimiento diferencial.

Falla de gravedad o normal: falla en la el bloque del techo parece haberse movido hacia abajo en relación con el bloque del piso.

Feldespatos: minerales silicatados compuestos de tetraedros de silicio-oxígeno y aluminio-oxígeno unidos en una red tridimensional con iones positivos encajados en dos intersecciones de la red de tetraedros cargados negativamente. Se les clasifica como silicio-aluminatos. Cuando el ion positivo es

potasio K⁺, el mineral resultante es ortoclasa; cuando es sodio Na⁺, el mineral es albita; cuando es Ca²⁺, el mineral anortita.

Plagioclasa: albita y anortita.

Forma cristalina: la forma geométrica tomada por un mineral, que da una expresión externa del arreglo interno de los átomos.

Fractura: como característica de los metales y los minerales, se aplica a la forma en la que un mineral se rompe cuando no tiene clivaje. Puede ser concoidea (en forma de concha), fibrosa, aserrada o desigual.

Fragmento lítico: el término lítico, en general, hace referencia a los fragmentos densos, dentro del material piroclástico.

Geología: conjunto organizado de conocimientos referentes a la Tierra; incluye tanto la geología física como la geología histórica.

Granito: roca ígnea de grano grueso en la que predominan los minerales de color claro que consisten de casi 50 por ciento de ortoclasa, 25 por ciento de cuarzo y el resto de feldespatos plagioclasa y silicatos ferromagnésicos. Los granitos y granodioritas constituyen el 95 por ciento de todas las rocas intrusivas.

Grieta: fisura o grieta profunda.

Ignimbrita: el término ignimbrita tiene sus raíces en el latín *ignis* – fuego- e *imber*- lluvia- para describir a todas las rocas formada a partir de un material caliente finamente fragmentado que se desplaza lateralmente a la superficie. Los depósitos ignimbriticos corresponden al colapso gravitatorio continuo de una columna eruptiva pliniana. Estas columnas eruptivas debieran tener la altura y densidad suficientes para producir el desplome de parte de la misma y su evolución como flujo de alta densidad controlado por la gravedad bajando las laderas del volcán. Es todo aquel depósito o roca formada por flujos piroclásticos pumíceos independientemente de su grado de soldadura.

Intemperismo: reacción de los materiales que alguna vez estuvieron en equilibrio dentro de la corteza de la Tierra, a las nuevas condiciones en o cerca del contacto con el agua, aire o materia viviente.

Intemperismo mecánico o físico: proceso mediante el cual una roca se rompe en fragmentos cada vez más pequeños como resultado de la energía desarrollada por fuerzas físicas. Se le conoce también como desintegración.

Intemperismo químico: el intemperismo de las rocas debido a procesos que transforman el material original en nuevas combinaciones químicas. Así, el intemperismo químico de la ortoclasa produce arcilla, algo de sílice y una sal soluble de potasio.

Lapilli: todo fragmento volcánico entre 2mm y 64 mm de diámetro.

Lapilli acrecional: es un caso especial de partículas tamaño lapilli formadas por un agregado concéntrico de capas de ceniza volcánica. Su origen es a partir de gotas de agua cayendo a través de una nube o columna eruptiva, o bien por atracción electrostática.

Lava: magma que ha escurrido sobre la superficie terrestre, o roca que se ha solidificado a partir del material original que es el magma.

Magma: silicatos fundidos que se presentan en forma natural, que pueden tener cristales de silicatos en suspensión o gases disueltos, o ambos. Estas condiciones se pueden encontrar en general en una mezcla que contenga hasta 15 por ciento de cristales, pero no más del 11 por ciento de gases disueltos.

Magnetita: mineral de óxido de hierro, Fe₃O₄. Es de color oscuro, fuertemente magnético.

Magnitud (terremoto): número que se refiere a la energía total liberada por un terremoto.

Micas: grupos de silicatos minerales que se caracterizan por tener laminillas u hojuelas de clivaje resultantes de su ordenamiento atómico, de acuerdo con este ordenamiento, los tetraedros de silicio-oxígeno están enlazados en hojas. La biotita es la mica ferromagnésiana, negra; la muscovita es la mica potásica, blanca.

Mineral: elemento o compuesto sólido que se presenta naturalmente. Tiene una composición definida y un arreglo interno ordenado de sus átomos, conocido como estructuras cristalinas, lo que da propiedades físicas y químicas únicas, incluyendo la tendencia a adoptar ciertas formas geométricas llamadas cristales.

Peneplanizar: superficie irregular del terreno que se aplanan por relleno por materiales de flujos piroclásticos.

Piroclasto: se refiere al origen de los fragmentos a partir de una erupción volcánica explosiva.

Plano de estratificación: superficie que separa capas de rocas sedimentarias. Cada plano marca la terminación de un depósito y el principio de otro de carácter diferente, tal como la superficie de arena de lutita.

Pulvo volcánico: detrito piroclástico que consiste de partículas del tamaño muy fino.

Pómez: es vidrio altamente vesiculado, generalmente de composiciones intermedias a ácidas con una densidad menor que 1 gr/cm^3 . Las paredes de las vesículas generalmente están forradas por vidrio traslúcido.

Riolita: roca ígnea de grano fino con la composición del granito.

Roca: agregado de minerales de diferentes clases en proporciones variables.

Roca ígnea: agregado de silicatos minerales entrelazados, formados por el enfriamiento y solidificación del magma.

Roca ígnea plutónica: roca formada por cristalización lenta, lo que produce una textura gruesa.

Roca piroclástica: rocas fragmentaria arrojada por una explosión volcánica y depositada por el aire o un flujo piroclástico, que se han litificado. Ejemplo: tobas, tobas brechadas, tobas líticas.

Sedimentación: proceso mediante el cual se asienta la materia orgánica y la mineral.

Silicatos: Minerales con estructura cristalina que contienen tetraedros de SiO_4 , colocados, 1) como unidades aisladas, 2) como cadenas sencillas o dobles, 3) en láminas, o 4) en redes tridimensionales.

Tefra: nombre genérico para designar depósitos piroclásticos no consolidados que podrían incluir depósitos de flujos piroclásticos.

Textura: aspecto físico general de una roca, según se ve por el tamaño, forma y disposición de las partículas que constituyen la roca.

Toba: ceniza volcánica consolidada.

Vidrio: forma de materia que muestra las propiedades de un sólido, pero que no tiene un ordenamiento atómico. Ejemplo: las esquirlas o trizas volcánicas.

Volcán: forma terrestre desarrollada por la acumulación de productos magmáticos cerca de conducto central.

Zona de chorro: se encuentra inmediata a la boca eruptiva y se caracteriza porque la velocidad de los fragmentos supera la velocidad del sonido; los de mayor diámetro son eyectados balísticamente fuera de la columna en ascenso.

Zona de convección: Es la zona que cuando ocurre la mezcla de sólidos (piroclastos) y gas entran en régimen convectivo disipando su temperatura a la atmósfera, se define esta zona; el aire atrapado durante la erupción, se calienta y aumenta de volumen disminuyendo paulativamente la densidad del conjunto piroclasto/gas.

Zona de difusión: se define a partir del techo de la zona de convección, donde las temperaturas y densidades de la columna y de la atmósfera tienden a igualarse. Los piroclastos que han alcanzado a ascender hasta aquí son dominados y dispersados por la acción del viento.

5 METODOLOGÍA

La caracterización vulcanológica de las unidades de la Tierra Blanca Joven (TBJ) iniciada por Hart, W., (1981), Hart, W., y McIntire, V. (1983) y desarrollada por Vallance y Houghton (1998), llevó a consideración realizar la caracterización geomecánica de esas mismas unidades. Estos últimos autores identificaron en los productos de la TBJ seis unidades de acuerdo a criterios y a los procesos vulcanológicos que habían operado en cada una de ellas, y las denominaron con letras de la A a la F. Para los propósitos del estudio geomecánico de los depósitos TBJ, fue necesario separar la Unidad F que incluye las múltiples ignimbritas y una secuencia sobreyacente y bandeada de ignimbritas y coignimbritas, que pasan a formar la Unidad G.

El interés y la necesidad de realizar este estudio se fundamentó principalmente por el reporte de recurrencia de derrumbes y deslizamientos de tierra de TBJ, con detonantes de lluvias prolongadas y/o intensas en cada estación lluviosa y con la recurrencia de sismos de grandes magnitudes. La búsqueda y el análisis de la información bibliográfica relacionada al tema geomecánico y vulcanológico, fue una tarea continua desde el inicio hasta el fin del trabajo.

Para la selección del área de estudio, se tuvo en consideración aquel sector de la AMSS de rápido crecimiento poblacional, los depósitos de TBJ con presencia importante y donde los fenómenos de inestabilidad de taludes tiene alta peligrosidad. El área de trabajo de 9 km de largo y 7 km de ancho (63 km²) se estableció para aprovechar los cortes nuevos de carretera contemplados dentro la primera etapa del proyecto de construcción del Anillo Periférico de San Salvador, denominado Proyecto Paquete III. El área está limitada al oeste por los Ríos Acelhuate y Urbina y al este por el Río Las Cañas. Se delimita al norte por Apopa-Tonacatepeque y al sur por la Autopista San Salvador-San Miguel mejor conocida como Carretera de Oro (figura 4).

El reconocimiento geológico permitió tener una idea rápida del área de estudio y la identificación de cada unidad, con lo cual, se seleccionaron los taludes y se inició la solicitud de permisos a los propietarios de los terrenos para la toma de muestras.

Para la definición de las facies, que aquí se denominaran zonas, se contó con el criterio de desplazamiento de los depósitos de flujos piroclásticos de TBJ. Los depósitos situados después de donde termina el flujo piroclástico de mayor desplazamiento se consideran distales. La Unidad F tiene un desplazamiento de 37 km aproximadamente, después de esa distancia todos los depósitos son de caída se denominan distales. Aquellos situados entre el menor recorrido de un flujo piroclástico corresponden a la zona proximal, que en el presente caso corresponde a 6 km, que es la distancia aproximada de desplazamiento de la ignimbrita Alfa. Los depósitos de la zona intermedia se sitúan entre 6 y 37 km.

A lo largo de los taludes del Paquete III se observaron y se identificaron las características de los depósitos de caída TBJ, TB2, TB3, G1, TB4 y además, se observaron hasta cinco depósitos de ignimbritas masivas (Ti), muy compactas y depósitos de caídas, de la caldera de Ilopango y de edades más antiguas que TB4; todas con desarrollo de paleosuelos bien definidos (Figura 3). La identificación en el campo de las unidades TBJ, fue algo muy importante para el presente estudio, para lo cual, la Unidad E jugó un papel muy significativo como horizonte guía.

Tomando en cuenta que las unidades constituyen una secuencia de capas y que no siempre afloran todas a la vez en el mismo sitio, que los afloramientos cuando tienen completa la secuencia no siempre es posible tener acceso a todas las unidades para la extracción de muestras; se definió para cada conjunto de muestras un radio de muestreo de 2 km para que no quedaran muy separados unas de otras. De esta manera que se seleccionaron dos zonas para muestreo ubicados una en la zona norte (zona intermedia) y otro en la sur (zona proximal), separadas una de otra aproximadamente 8 km; con el objeto de investigar si ocurren cambios físicos y mecánicos con la distancia al centro de emisión (ver figura 4).

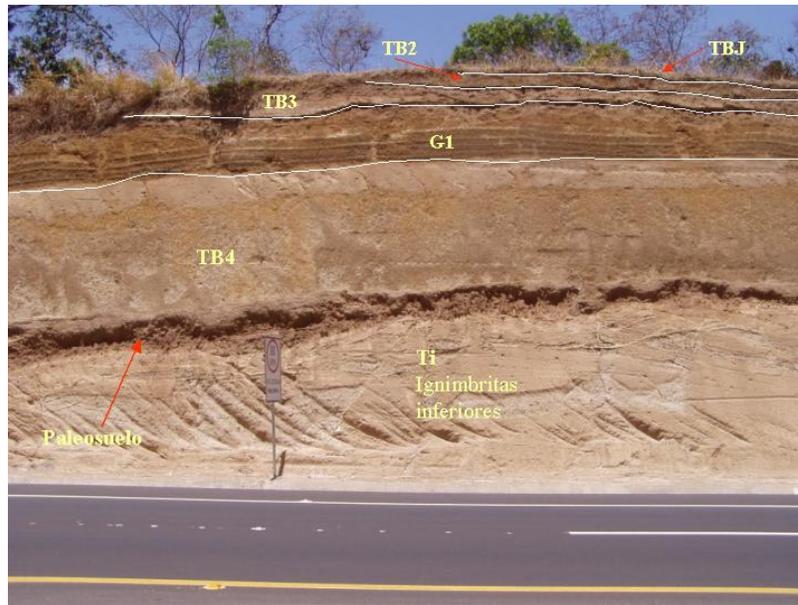


Figura 3. Talud en Periférico del tramo Paquete III mostrando distintos depósitos de Ilopango con la intercalación de G1 del Volcán San Salvador.

Las unidades muestreadas son C, D, E, F y G, cuyos espesores físicamente lo permite, mientras que las unidades A y B no se muestrearon porque son muy delgadas. Las ignimbritas α , β y Gris (Unidad C), no fueron programadas para el muestreo porque no se conocía su existencia (Figura 5). Se tomaron 2 muestras inalteradas para cada unidad, una en la zona norte y otra en la zona sur. El período del muestreo se realizó de julio a septiembre, que coincide con el período más lluvioso del año, lo que representó una dificultad adicional para la obtención de las muestras, ya que debido al incremento del contenido de humedad del terreno algunas muestras se rompieron y fue necesario efectuar otro muestreo. Solamente en la Unidad D se tomaron 3 muestras (1 en la parte sur y 2 en la norte). En la zona sur las muestras de las distintas unidades se obtuvieron de diferentes afloramientos. En la parte norte, las muestras se tomaron mayoritariamente en afloramiento del punto 2, exceptuando la Unidad C cuya muestra C2 fue tomada en el punto 52 (Véase figuras 4 y 6).

Las muestras obtenidas tenían la forma de cubos de 25 cm por lado en promedio y fueron extraídas de las caras de los taludes a una profundidad horizontal de 40 a 60 cm, dependiendo

de la dureza de la unidad muestreada (figura 6). Los puntos seleccionados para la toma de muestras fueron aquellos que permitían mantenerse firmemente apoyado para las maniobras de excavación, extracción y preparación de la muestra (ver figura 7).

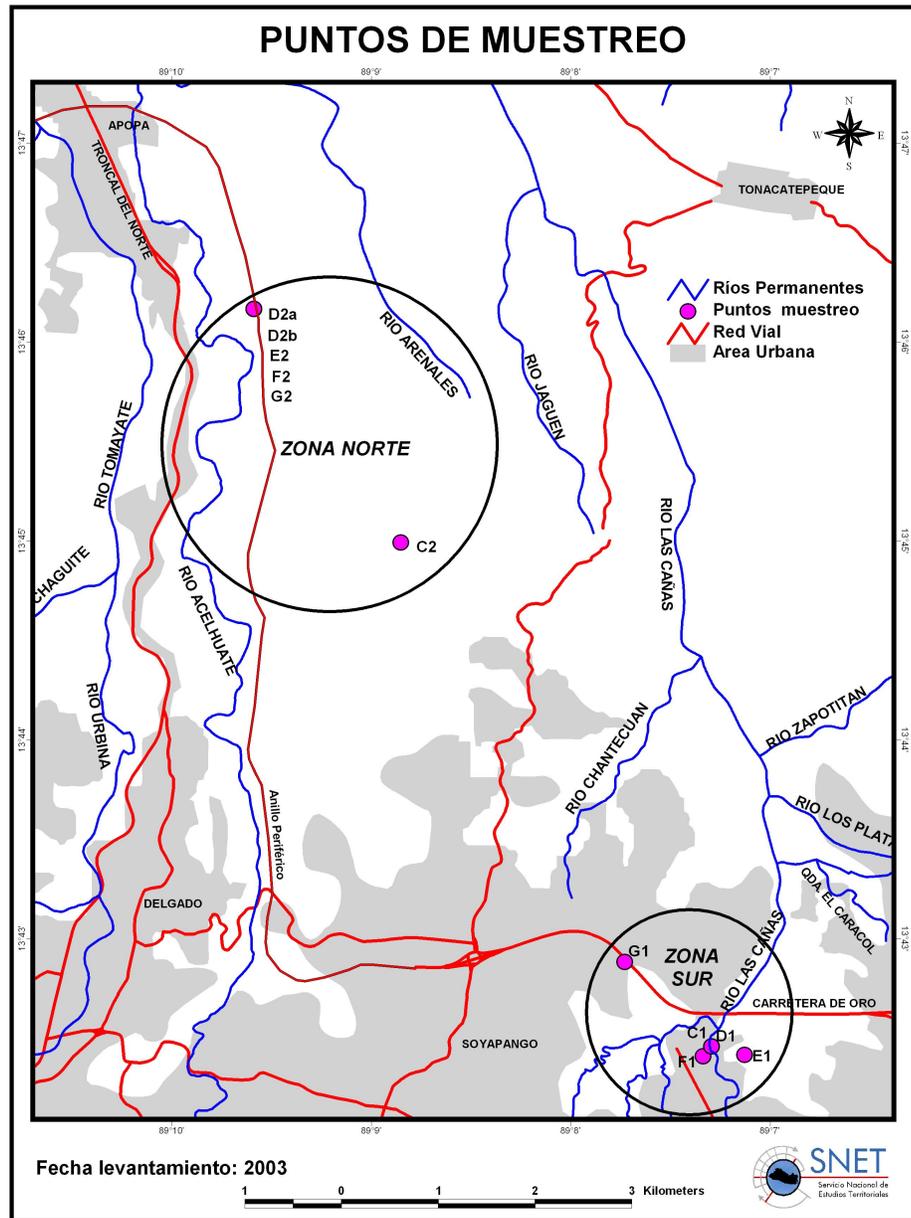


Figura 4. Zonas y puntos de muestreo.

| PERFIL ESTRATIGRAFICO TBJ | | | |
|----------------------------|----------------------------|--------------------------|--|
| LEYENDA | Hart & Steen-McIntire 1983 | VALLANCE & HOUGHTON 1998 | LEYENDA |
| T1, depósito de caída | VI | F ₆ | Unidad F Coignimbritas |
| T1, flujo de ceniza | | | Unidad F Ignimbritas múltiples |
| Unidad oleada piroclástica | IV | E | Unidad E, depósitos de caída húmedos y secos |
| T2, depósito de caída | III | C | Unidad D Depósitos de caída freatoplínicos |
| Ceniza gruesa basal | II | B | Unidad C Ignimbritas y oleadas piroclásticas |
| Ceniza fina en la base | I | A | Unidad B, pómez de caída |
| | | | Unidad A, granos finos del depósito de caída inicial |

Figura 5. Perfiles estratigráficos de TBJ



Figura 6. a) Extracción de muestra inalterada C2 en la Unidad C. b) Penetración de 60 cm dentro de la cara del talud para obtención de cubo de tamaño de 25 cm por lado.

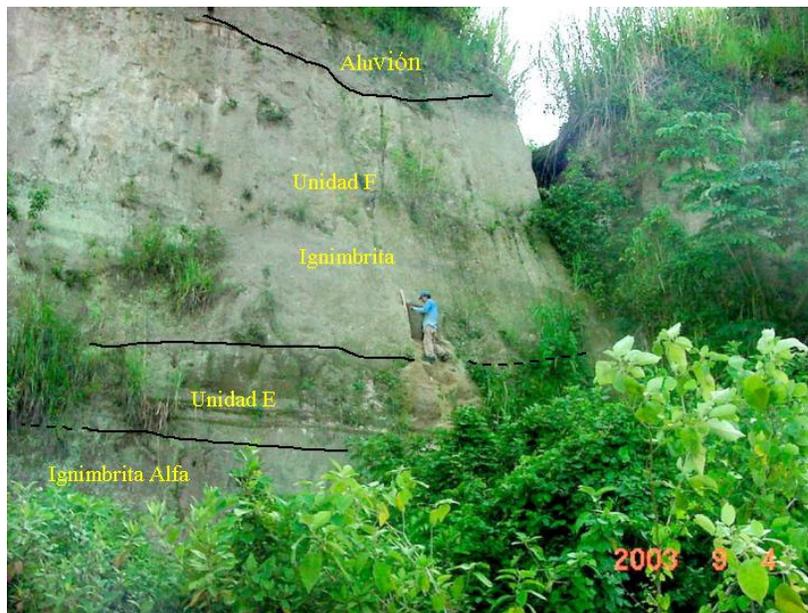


Figura 7. Maniobras de excavaci3n para la extracci3n de muestra F1 en ladera de tributario del R3o Las Cañas en el punto 53.

Las muestras una vez extra3das fueron marcadas para identificar la posici3n vertical de las mismas y fueron cubiertas con una manta que se impregn3 con parafina, para evitar la p3rdida de humedad. La identificaci3n de las muestras se hizo con letras y n3meros (F1). La letra indica la unidad muestreada y el n3mero la zona; 1 indica la zona sur y 2 la zona norte. En total se obtuvieron 11 muestras inalteradas. El proceso de extracci3n y protecci3n de las muestras se realiz3 seg3n los procedimientos del Instructivo de Ensayes de Suelos de SRH-Secretar3a de Recursos Hidr3ulicos (1967).

Las muestras fueron cuidadosamente transportadas al laboratorio de mec3nica suelos para la determinaci3n de sus propiedades, las cuales fueron apegadas a las normas de la ASTM (American Society for Testing and Materials), y realizados en el laboratorio del Instituto Tecnol3gico Centroamericano ITCA-FEPADE de Santa Tecla (Figura 8). Los par3metros que se determinaron para la presente caracterizaci3n son los siguientes: Contenido de humedad (ω), L3mites de consistencia (L3mite L3quido), granulometr3a, gravedad espec3fica (G_s), peso volum3trico h3medo o peso unitario (γ), cohesi3n (c) y 3ngulo de fricci3n interna o de

rozamiento (Φ). El peso unitario seco (γ_s), La porosidad (η) y relación de vacíos (e), fueron obtenidos por medio de cálculos y se incluyen los resultados en la Tabla No.3.



Figura 8. Ensayo de compresión triaxial Q (UU) no consolidado-no drenado, para la determinación del ángulo de fricción interna y cohesión.

Los ensayos granulométricos complementarios por el método del hidrómetro fueron realizados en el laboratorio de Suelos de la Universidad de El Salvador-UES. Los análisis de Difracción de Rayos X (DRX) para la determinación del tipo de mineralización secundaria encontrada en la superficie de algunos taludes, fueron realizados en el Laboratorio de Petrografía de la empresa LaGeo SA de CV. Los resultados de los parámetros físicos y mecánicos de suelo, la prueba del hidrómetro y la difracción de Rayos X se presentan en el DOCUMENTO N° 2: ANEXOS.

La determinación de la granulometría de las muestras se realizó por cribado de la fracción retenida en la malla No. 200. La prueba del hidrómetro se realizó únicamente en las unidades D (muestra D2b), F y G, por constituir las unidades superiores de la secuencia. El análisis granulométrico por este método sirve para conocer la distribución de las partículas más finas que pasan al tamiz No. 200, y se basa en la velocidad de sedimentación de las partículas en un líquido es función de su tamaño. La determinación granulométrica de la fracción más fina

sirve también para conocer el grado de fragmentación del magma en sus distintas fases eruptivas que dieron lugar a la formación de los suelos en estudio. Debido a que la distribución granulométrica de las unidades C, D (muestras D1 y D2a) y E, se obtuvieron a partir del método mecánico y no se realizó la prueba del hidrómetro en la fracción fina, la interpretación granulométrica no se presenta completa. Así mismo, los valores del coeficiente de uniformidad (C_u) y el coeficiente de curvatura (C_c), fueron calculados únicamente en las muestras F1, F2, y G1, cuyos porcentajes retenidos en la malla No. 200 son superiores al 50%.

Los valores de ángulo de fricción interna y cohesión de la TBJ, se obtuvieron a partir del ensayo de compresión triaxial no consolidado - no drenado Q (U,U) ASTM D 2850, en cada una de las muestras, excepto para la muestra F1, en la que fue necesario realizar remuestreo (punto 53) porque no se pudo llevar a cabo el ensayo triaxial en la muestra del punto 12, debido a la presencia de partículas gruesas (pómez) en el espécimen, ya que algunas gravas de pómez con tamaño de 3 cm dificultaban su preparación. En su defecto, se realizó el ensayo Corte Directo ASTM D-3080. Los valores de confinamiento que se emplearon en la prueba triaxial Q (U,U) fueron 1.056, 1.759, 2.463 y 3.167 libras. En el Corte Directo, se utilizaron cargas normales de 10, 20, 30 y 40 libras. El valor del peso volumétrico (γ) que aparece en la Tabla No. 3 corresponde al promedio de los ensayos realizados por cada espécimen, que en la mayoría de los casos es de cuatro.

Los resultados de laboratorio fueron analizados en correlación con los procesos eruptivos y los mecanismos implicados en los procesos de transporte y sedimentación de los distintos depósitos de TBJ. Las observaciones de campo permitieron identificar el mecanismo de ruptura y desprendimientos de las unidades F y G de TBJ. Así mismo, se estudió la presencia de cementantes por medio de los análisis de Difracción de Rayos X en muestras de costras de minerales encontradas en algunos taludes.

Finalmente, se correlacionaron los resultados de laboratorios y las observaciones de campo, para agrupar los depósitos de TBJ por las características físicas y mecánicas semejantes en

cuatro unidades geotécnicas. Tomando en consideración los aspectos ambientales importantes para el desarrollo urbano en equilibrio con la naturaleza y el ser humano, se hace énfasis en aquellas actividades antrópicas que conducen a la desestabilización de los taludes. Estas actividades están generalmente asociadas a los proyectos habitacionales que no toman en cuenta en sus programas de ejecución, la vulnerabilidad de los depósitos de la TBJ para la erosión y se hacen recomendaciones para la estabilización y mantenimiento de los taludes donde están estos depósitos.

Para efectos de evitar confusión, los términos empleados en este trabajo, se hace la siguiente aclaración. La terminología empleada por geotecnistas “suelos bien graduados” son los que tienen una gran variación en tamaños, esta misma propiedad para los vulcanólogos y geólogos corresponde a los “depósitos mal seleccionados”.

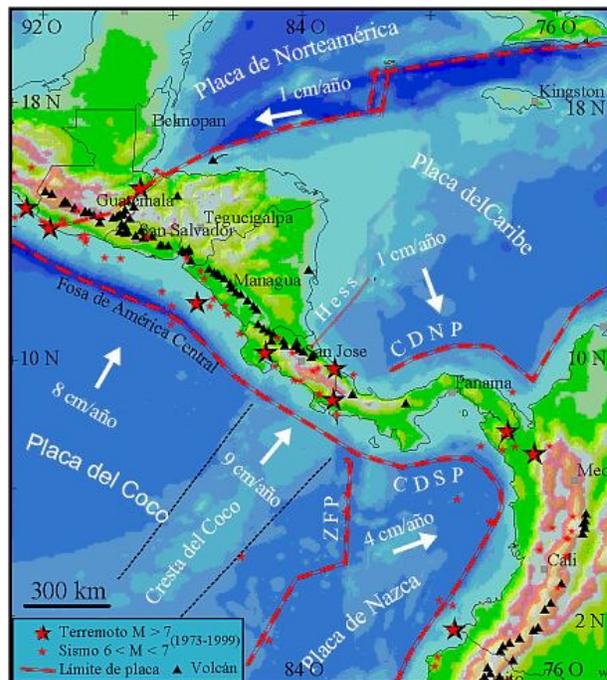
Los “suelos uniformes” para geotécnicos son aquellos donde predomina un tamaño particular de grano y cuya curva de distribución granulométrica no es tendida, ese concepto es el mismo para vulcanólogos y geólogos, pero que se designan a suelos “bien seleccionados”. Los términos suelos bien graduados y uniformes se utilizarán conforme lo emplean ingenieros geotécnicos en los capítulos relacionados a las propiedades geomecánicas.

En vez del término facies proximal, intermedia y distal relacionados con los productos eruptivos en relación al centro de emisión, se utilizan los términos zona proximal, zona intermedia y distal, para referirse a aquellas y se relacionan al borde caldérico, ya que se considera que en la caldera de Ilopango no tuvo un centro de emisión común, sino que este se movió a la largo de su historia eruptiva.

6 MARCO TÉCTONICO Y GEOLÓGICO

6.1 MARCO GEODINÁMICO

Las condiciones geodinámicas de Centroamérica están controladas por la interacción de la triple convergencia de las placas litosféricas de Norteamérica, Cocos y del Caribe. La Placa de Norteamérica se encuentra en movimiento transcurrente sinistral en relación a la Placa del Caribe, mientras que la Placa de Cocos se encuentra en movimiento de subducción bajo la Placa del Caribe (Véase figura 9).



Fuente: <http://www.ineter.gob.ni>

Figura 9. Interacción de las placas de Cocos, El Caribe y Norte América.

Ambos procesos han configurado los rasgos morfotectónicos de la región, los cuales son representados por:

- La Fosa Mesoamericana que está ubicada frente a la costa de Centroamérica define el límite de la convergencia entre las dos placas.
- El “Graben Centroamericano” es un bajo estructural que en El Salvador tiene un ancho irregular que varía de unos 15 km a 30 Km, en cuyo interior y sobre el borde sur se ha desarrollado una cadena de volcanes activa. Esta estructura localmente es conocida como “Graben Central” y su formación se estima que ocurrió aproximadamente entre el Plioceno y el Pleistoceno Inferior (5.3 - 2 m.a).

6.1.2 ZONA DE SUBDUCCIÓN

Los efectos geodinámicos producidos por el fenómeno de subducción de la Placa de Cocos en dirección NE bajo la Placa del Caribe, se reflejan en las estructuras tectónicas desarrolladas en el istmo de Centroamérica, como es en el caso de la concentración de volcanes activos presentes en la región que es una de las de mayor densidad en el mundo. Esta zona es donde se genera la dinámica en la que la Placa Oceánica de Cocos se está consumiendo debido a su fusión en profundidad, y la parte fundida se convierte en la fuente generadora de magmas para el cinturón volcánico. La importancia de la zona de subducción estriba en que es la fuerza motriz y el rasgo geodinámico más importante de la actividad volcánica, tectónica y sísmica que se genera en Centroamérica.

6.1.3 CINTURON DE VOLCANES CUATERNARIOS

Como efecto del fenómeno de subducción se establecieron esfuerzos distensivos sobre la litosfera, dando paso al desarrollo de fallas regionales a lo largo de las cuales se comenzó a formar la estructura del Graben Centroamericano. Esta estructura tiene una parte hundida que se ha rellenado con los productos lávicos y piroclásticos de los volcanes desarrollados en su interior y por sedimentos lacustrinos y fluviales. Los dos lados del graben permanecen

elevados, sin embargo, algunos segmentos del borde sur están parcialmente cubierto por los edificios volcánicos. La fusión en profundidad de la Placa Oceánica de Cocos, hace que el magma allí generado ascienda preferentemente a través de la falla que comunica con el borde sur del Graben Central o en el cruce de ésta con fallas del sistema transversal NNW-SSE y NW-SE.

Cámaras magmáticas someras se formaron en la litosfera en las que se depositó el magma, el cual, después de acumular presiones por la presencia de gases, fue obligado a ascender hasta alcanzar la superficie dando inicio a la formación de la Cadena de Volcanes Jóvenes, cuya actividad se extiende desde el Plioceno hasta el Holoceno. Esta cadena se formó gradualmente y se caracteriza porque sus productos son de naturaleza andesítica y por las erupciones explosivas y efusivas. El establecimiento de una cadena volcánica sobre el borde sur del Graben Central, reviste de importancia, porque en dicha cadena se encuentran varias calderas como respuesta de erupciones plinianas, y porque a lo largo de esa depresión que contiene la cadena de volcanes activos, se manifiesta una intensa actividad sísmica. Otro aspecto importante del cinturón volcánico, es que genera un paisaje muy variado que contrasta con la planicie costera hacia el sur y con los lagos y lagunas de origen volcánicos que contiene.

6.2 GEOLOGIA DE EL SALVADOR

A excepción de una pequeña porción inferior al 5% en el extremo noroeste de El Salvador, donde las rocas aflorantes son sedimentarias y las más antiguas de edad Jurásico-Cretácico, casi todo el territorio del país está cubierto por formaciones constituidas por materiales de origen volcánico y por depósitos de aluviones. Las distintas formaciones geológicas de El Salvador pueden representarse en seis unidades geológicas principales, tal como se muestra en el mapa geológico de la figura 10, cuya descripción de la más antigua a la más reciente es la siguiente:

Sedimentario Mesozoico: corresponde a esta unidad las series de rocas sedimentarias más antiguas en el país, que afloran en la cercanía de Metapán y del Lago de Guija; son de edad

Jurásico-Cretácico y están constituidas por aglomerados de cuarzo, calizas, calizas margosas y capas rojas y areniscas.

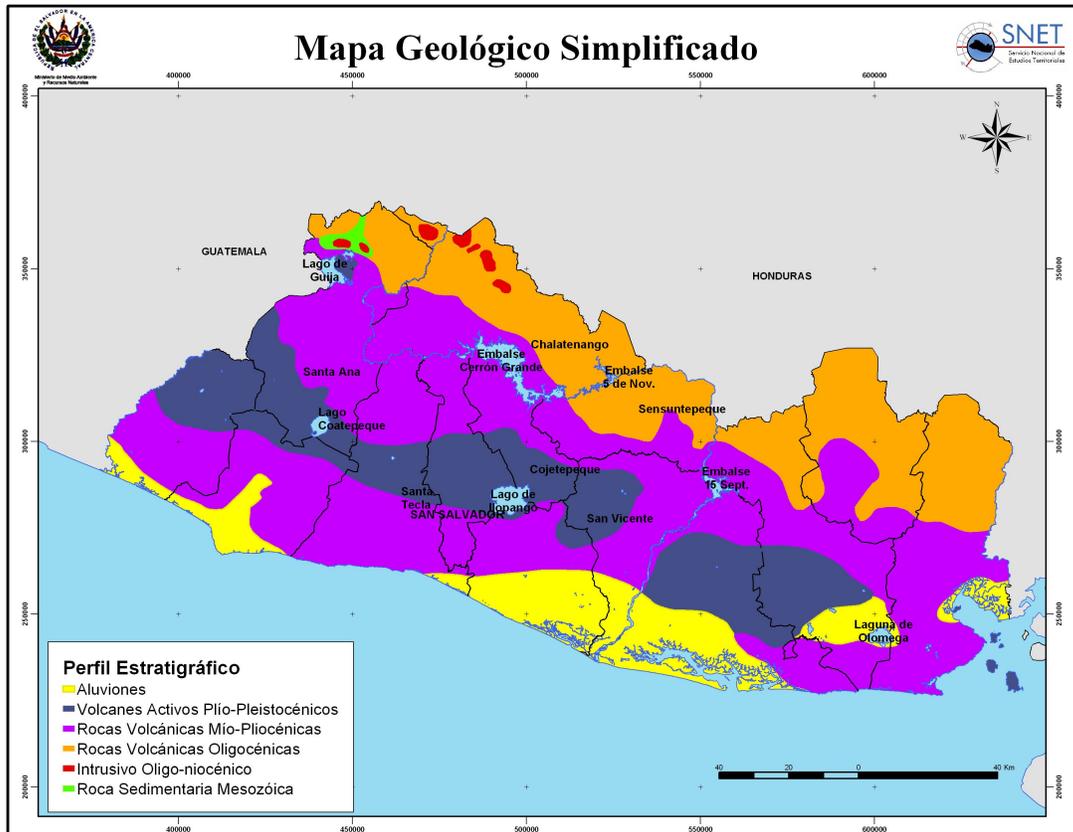


Figura 10. Mapa geológico simplificado.

Intrusivo oligo-miocénico: en el sector noroeste del país afloran pequeños cuerpos intrusivos del tipo granodiorítico que parecen ser apófisis de un cuerpo granítico de mayor dimensión. Estas unidades cortan rocas sedimentarias Cretácicas como ocurren en la serie sedimentaria de Metapán, donde han producido metamorfismo de contacto.

Rocas volcánicas oligocénicas: en el sector norte se localiza la serie más antigua de las rocas volcánicas existentes en El Salvador. Forman parte de la Cadena Volcánica del Norte o Montaña Frontera, en la cual los efectos tectónicos y erosivos han enmascarado los rasgos estructurales de los antiguos volcanes que formaron este cinturón montañoso.

Rocas volcánicas mio-pliocénicas: esta unidad ocupa la mayor parte de la superficie del país y conforma los altos estructurales del Graben Central y sobre los que descansan los aparatos volcánicos más modernos. Los materiales que constituyen esta unidad pertenecen a la Formación El Bálsamo. El alto estructural sur morfológicamente está representado por la Sierra de Tacuba, Sierra del Bálsamo y las Colinas de Jucuarán. El alto estructural norte es un bloque de trazo bastante irregular que contiene los edificios volcánicos antiguos que aún preservan sus rasgos morfológicos, cuyos mejores representantes son La Joya, Chilamatal, Guazapa, Siguatepeque y Cacahuatique.

Rocas volcánicas plio-pleistocénicas y holocénicas: comprenden los edificios volcánicos que se han establecidos en el interior de la estructura del Graben Central y aquellos localizados en la proyección hacia el sur del Graben de Ipala en El Salvador. Los primeros se disponen paralelamente al eje del graben y evolucionaron inmediatamente después de la configuración del mismo. Los segundos se establecieron a lo largo de estructuras de rumbo norte-sur dando origen al complejo volcánico de Metapán- Candelaria de la Frontera.

Aluviones: comprende aquellas áreas donde operan los fenómenos de deposición de sedimentos procedentes de regiones topográficamente más altas, sometidas a desgaste por la erosión de las lluvias, transporte y deposición por los ríos en las áreas más bajas. La zona de mayor depósito de aluviones es la planicie costera.

6.2.1 GEOLOGIA ESTRUCTURAL DE EL SALVADOR

De acuerdo a Stoiber y Carr (1973) El Salvador está localizado en el cuarto segmento tectónico de Centroamérica que tiene una longitud de aproximadamente 230 km. La depresión tectónica localmente conocida como Graben Central se extiende a lo largo del país, paralelamente a la Fosa Mesoamericana. Los principales volcanes activos de El Salvador están asociados a la subducción de la Placa de Cocos bajo la Placa del Caribe y también se encuentran dentro del graben. El esquema tectónico obtenido a través del empleo del mapa de

modelo de elevación digital (MED), muestra tres direcciones tectónicas principales que se mencionan a continuación:

Sistema de fallas WNW-ESE: este es el sistema más importante en El Salvador y su rumbo es N70W. Las fallas de este sistema definen los límites norte y sur del graben Central, donde se ha desarrollado el arco volcánico activo y donde han ocurrido los terremotos más destructivos. Paralelo al graben corre una serie de pequeñas fallas con la misma dirección, indicando la existencia de una zona afectada por esfuerzos distensivos (Figura 11). Sin embargo, los mecanismos focales y los desplazamientos en algunos drenajes sugieren que también existen movimientos transcurrentes (Marroquín et al. 2003).

Sistema de fallas NNW-SSE: grandes fallas normales y depresiones caracterizan este sistema. Estas fallas son muy obvias en la parte noroeste de El Salvador y la frontera de Guatemala, pero también se encuentran en las montañas de Jucuarán y en las islas del Golfo de Fonseca en el sureste del país, donde las fallas tienden a orientarse más hacia el norte. Los volcanes activos Santa Ana, San Salvador y San Miguel están influenciados por esas fallas, a lo largo de las cuales ha habido actividad volcánica reciente. En el extremo noroeste, a lo largo de fallas que se proyectan de norte a sur desde Guatemala hacia el territorio salvadoreño, un vulcanismo basáltico se ha desarrollado en su mayoría de tipo monogénético. Estas fallas son el resultado de la interacción de las Placas del Caribe y de Norteamérica y a raíz de ello, ocurren movimientos sísmicos que se generan en el sector fronterizo con Guatemala, ocasionados por movimientos relacionados a ese sistema de fallas.

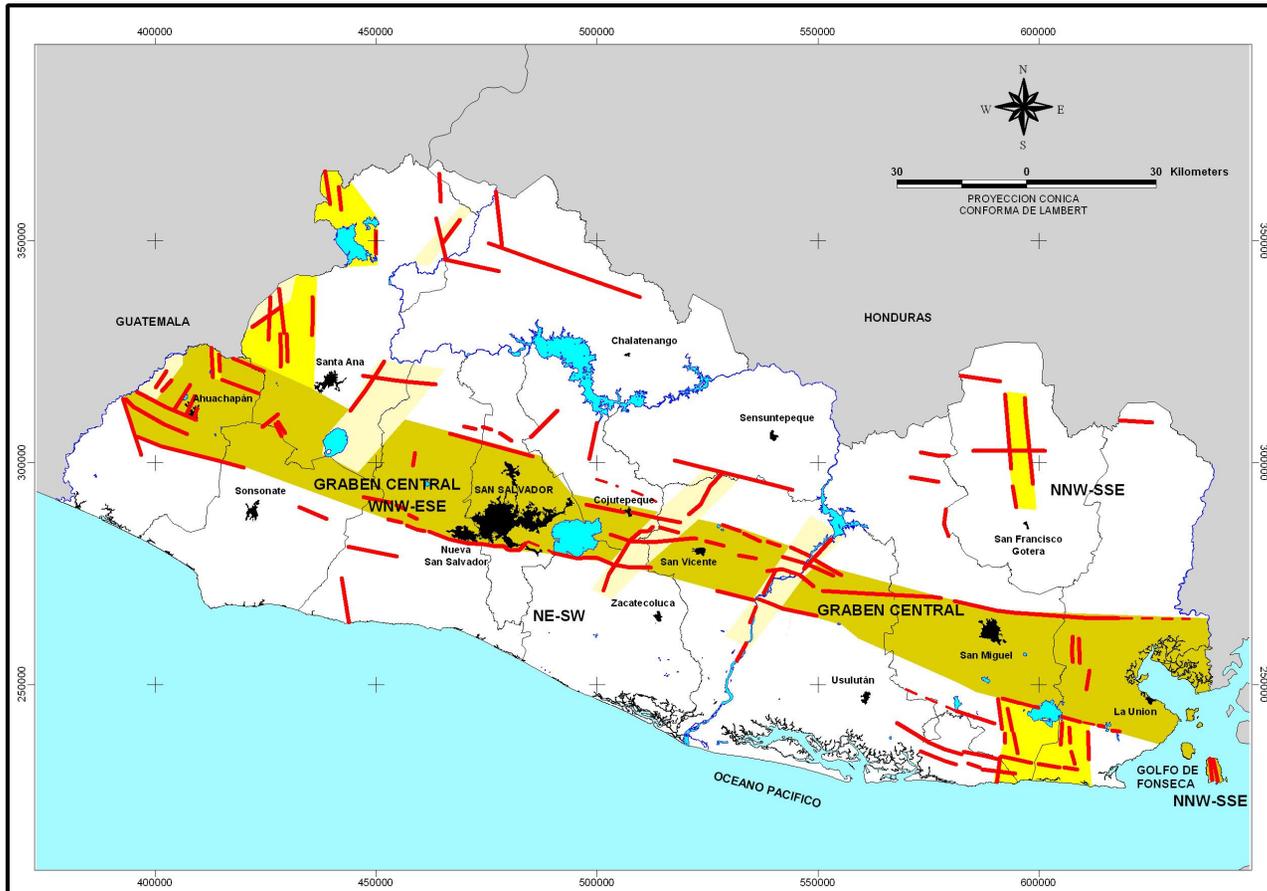


Figura 11. Esquema estructural de El Salvador.

Sistema de fallas NE-SW: este sistema de fallas se observa en el oeste de El Salvador muy cerca de la frontera con Guatemala, donde las estructuras son normales. Los ríos Jiboa, Grande de Sonsonate y Lempa, han construido sus cauces a lo largo de este sistema de fallas. Como un “trend de fallas conjugadas” también aparecen dentro del graben Central.

6.3 VULCANOLOGIA DEL AREA DE ESTUDIO

Para la descripción de las unidades vulcanológicas del área de estudio se ha tomado como base el mapa vulcanológico escala 1:50,000 del Consorcio Salvador (1988), el cual es una modificación sin trabajo de campo del mapa 1: 100,000 de la Misión Geológica Alemana de 1978. De acuerdo con este mapa, las formaciones aflorantes del área en su mayor parte las constituyen la Formación San Salvador y en menor proporción las Formaciones Cuscatlán y El Bálsamo.

El relieve topográfico es muy irregular pero con una moderada pendiente con la parte sur más alta que la norte. La elevación promedio es 650 m en la parte sur, donde el punto más elevado lo constituye el domo dacítico Santa Rosa con 695 m, que constituye el punto más alto de toda el área. En la parte norte las elevaciones son del orden de 480 m. La porción noreste es más alta pero muestra cambios bruscos del relieve debido al control tectónico. En los altos estructurales forman crestas topográficas que se intercalan con los valles fluviales que en su mayoría coinciden con fallamientos. En la parte central y al oeste sobresale de la superficie del terreno el cerro Milingo con una elevación 676 m.

El drenaje se caracteriza por ser subparalelo debido al control estructural que ejercen los fallamientos de rumbo NW. Los Ríos Acelhuate y Urbina corren en dirección norte hasta Calle Real, luego a partir de allí cambian el rumbo hacia el noroeste. El Río Las Cañas en su cabecera tiene una dirección noreste que en seguida cambia para el noroeste para casi todo su recorrido. Los tributarios de estos ríos mayores también evidencian ese control estructural con los sistemas de fallas NE y NS.

6.3.1 ESTRATIGRAFIA

La estratigrafía de las áreas volcánicas es bastante compleja debido a la presencia de varios edificios volcánicos cuyos productos se traslapan, además, con características químicas similares o procesos eruptivos semejantes. La dificultad se incrementa cuando una misma unidad es llamada de manera diferente por los autores. Para facilitar la comprensión de los términos empleados por los distintos autores que han trabajado con los depósitos del Ilopango, se ha elaborado la Tabla 1 que resume las distintas denominaciones que se le dan a los depósitos de la Fm. San Salvador y Cuscatlán.

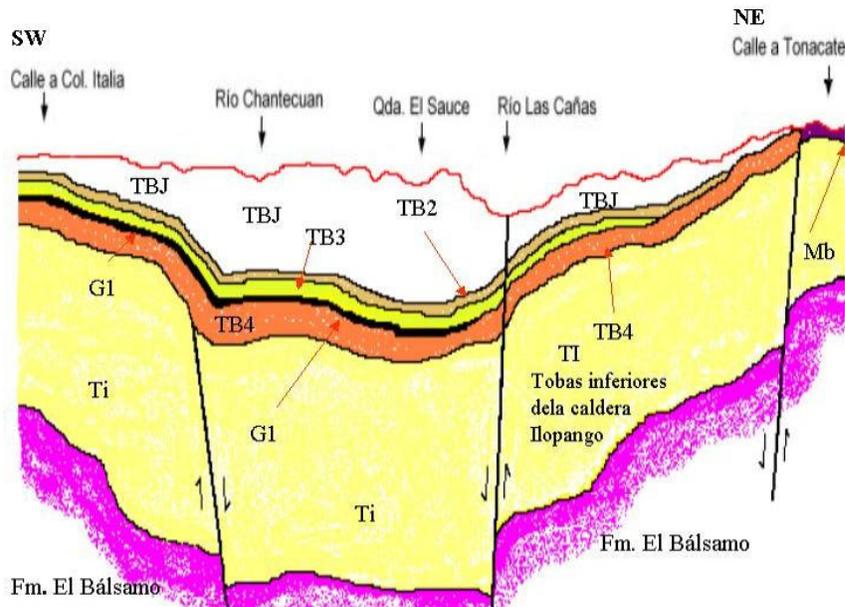
Hart (1981) y Hart y McIntyre (1983) trabajaron en la Formación San Salvador, con los depósitos de TBJ, que corresponden al Miembro s4 que incluye tanto los depósitos de caída como los flujos piroclásticos de la TBJ de Webber et al. (1978). La Geotérmica Italiana (1992) identificó los depósitos de pómez de caída TB2, TB3, y TB4 subyacentes a la TBJ, y se refirió al conjunto como Tobas Superiores (Ts), y a los depósitos ignimbríticos y de caída de cenizas antiguos (del Ilopango) de la Formación Cuscatlán como Tobas Inferiores (Ti). La Unidad Ts del Consorcio Salvador E., (1988) y Geotérmica Italiana (1992), corresponden al Miembro s3a' de Weber et al (1978).

La figura 12 muestra un esquema transversal de rumbo NE-SW de la TBJ en la zona de Soyapango- Río Las Cañas, donde llega alcanzar un espesor aproximado de 60 m y muestra los espesores relativos de las ignimbritas antiguas del Ilopango (Ti), los altos estructurales en los lados derecho e izquierdo de la figura donde se depositan solamente depósitos de caída. Los flujos piroclásticos se encuentran en la parte media del bajo estructural y donde las tefras alcanzan el máximo espesor.

Tabla 1. Estratigrafía de las formaciones geológicas del área de estudio.

| ESTRATIGRAFIA | | |
|---|---|--|
| Webber et al. (1978) | Hart y McIntyre (1983), Vallance y Houghton (2003) | Consortio Salvador (1988) Geotérmica Italiana (1992) |
| FORMACIÓN SAN SALVADOR | FORMACIÓN SAN SALVADOR | FORMACIÓN SAN SALVADOR |
| Q^f Aluviones | Aluviones | Q Aluviones |
| s⁴ Tierra Blanca | TBJ Tierra Blanca Joven (V. Ilopango) | TBJ Tierra Blanca Joven (V. Ilopango) |
| s^{3a} Tobas color café | TB2 Pómez de caída (V. Ilopango) TB3 Pómez de caída (V. Ilopango) G1 Pómez de caída gris (V.S.S.) TB4 Pómez de caída (V. Ilopango) | TB2 TB3 G1 Ts Tobas superiores TB4 |
| s^{3b} Efusivas ácidas | | D Domos y flujos de lavas ácidas |
| FORMACION CUSCATLAN | | FORMACION CUSCATLAN |
| c¹ Piroclastitas ácidas | | Ti Tobas inferiores |
| c² Efusivas ácidas | | Ma Domos ácidos |
| c³ Efusivas básicas | | Mb Lavas básicas |

Walter Hernández, 2004



Walter Hernández, 2004.

Figura 12. Esquema de sección transversal de los depósitos recientes y antiguos del Ilopango, en el sector de Soyapango-Río Las Cañas.

6.3.2 DESCRIPCION DE LAS UNIDADES VULCANOLOGICAS

Las unidades vulcanológicas presentes en la figura 13 se describirán de la más antigua a la más reciente.

Formación El Bálsamo. Es la formación más antigua de edad pliocénica en el área de estudio, presenta poca exposición por estar cubierta por los depósitos volcánicos más jóvenes principalmente de la Caldera de Ilopango y del Volcán San Salvador. Está compuesta por pequeños conos volcánicos básicas a intermedios (Mb).

- **Coladas lávicas básicas (Mb).** Este tipo de lavas aflora en una estrecha meseta orientada según la falla NW-SE entre los cantones La Fuente y Veracruz. La parte más alta está situada en el Cerro La Cruz con una cota de 732 m. Ese fallamiento parece ser el camino preferencial de la salida de las lavas basálticas, cuyo centro de emisión no sobresale de la topografía por el carácter básico de sus productos. En el trazo del Paquete III del Anillo Periférico se cortan lavas de este tipo en el sector conocido como Los Ramírez. Las Tobas Inferiores separan este cuerpo lávico de otro de composición similar situado al oriente en el Cantón San José Cortéz. Todos estos pequeños cuerpos lávicos no evidencian la presencia de cráter. Otros afloramientos pequeños de lavas básicas aparecen a lo largo del margen occidental del Río Las Cañas.

En el margen occidental del Río Urbina sobresalen del relieve topográfico, varios cerritos donde se encuentran las fincas Argentina y Montreal, conocidos como Cerros de Mariona, que corresponden a otros centros eruptivos, cuyas lavas están bastantes fracturadas, diaclasadas y meteorizadas, reflejando una actividad tectónica pasada bastante activa y la fuerte actividad de los procesos exógenos. Estos cerros muestran evidencias de cráteres y el de mayor elevación es de 739 m, donde está situada la finca Argentina. El Cerro El Carmen (798 msnm) en Ayutuxtepeque situado fuera del área, corresponde al extremo occidental de este grupo de cerros.

Estos conitos básicos están asociados al sistema de fallas E-W y su origen está relacionado con la formación del Graben Centroamericano que ocurrió aproximadamente entre el Plioceno y el Pleistoceno Inferior, mientras que los domos ácidos están asociados a la actividad ignimbrítica de las Tobas Inferiores (Ti), en el Pleistoceno Medio (Consortio Salvador E. 1988). Sobre los conos básicos yace una cobertura piroclástica constituida por depósitos de pómez de caída TB4 del Ilopango, pómez dacítico G1 del V. San Salvador con 64.21 % de SiO₂ (Sofield, D., 1998) y las cenizas TBJ de Ilopango.

Formación Cuscatlán. La formación Cuscatlán del Plioceno-Pleistoceno Medio, comprende las unidades piroclásticas más antiguas de la caldera de Ilopango, compuestas por múltiples ignimbritas masivas, compactas, color rosado, beige y blanco y depósitos de caída compactos. Esta secuencia de composición ácida pertenece a las Tobas Inferiores (Ti) y en ese mismo grupo se incluyen los pequeños domos dacíticos (Ma) emplazados en la parte sur y central del área de estudio.

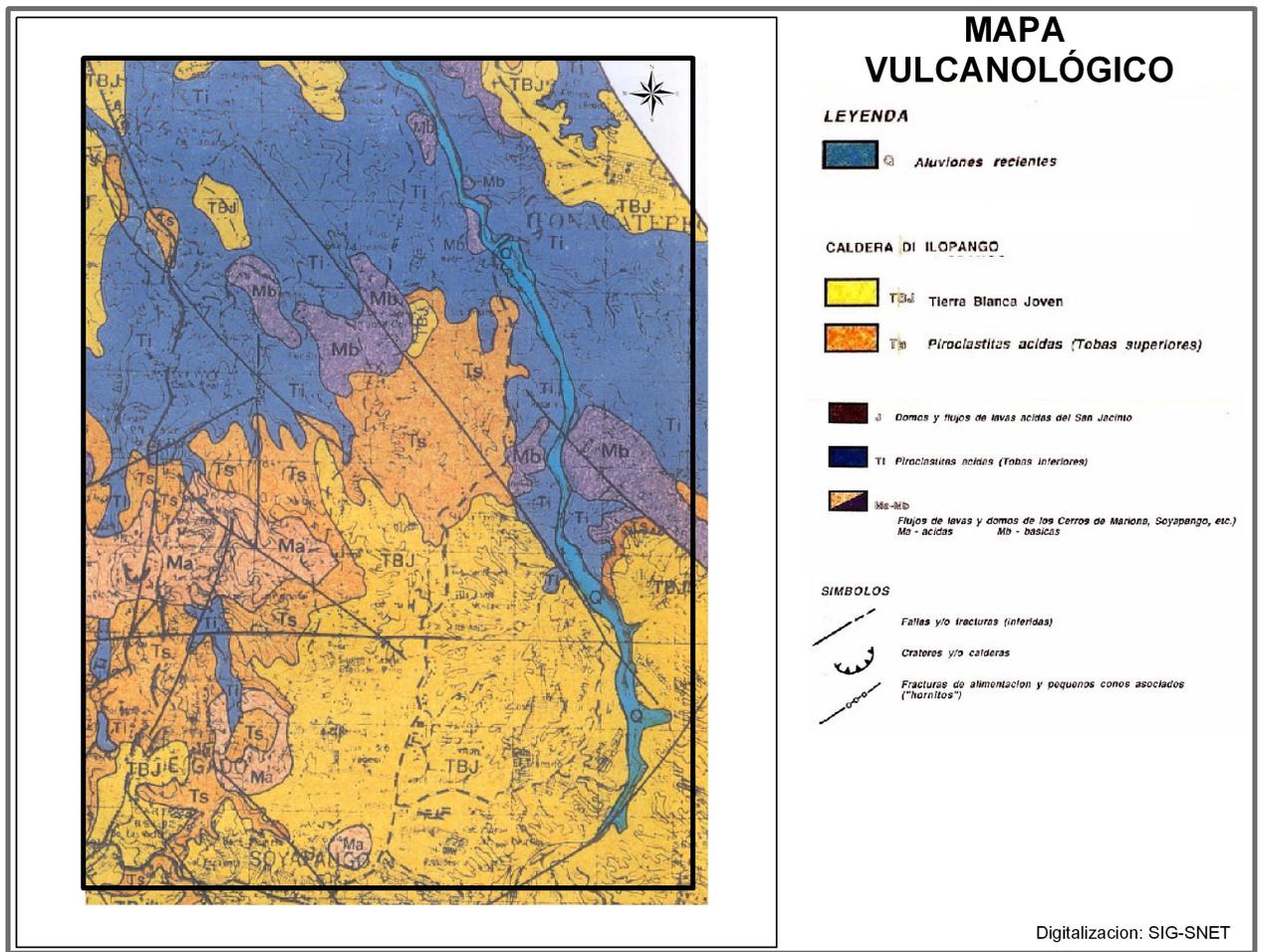
▫ **Domos dacíticos (Ma).** Esta unidad está compuesta por pequeños domos dacíticos que forman el cerrito Milingo (676 msnm), el cerrito de la colonia Mirasol (640 msnm), Sitio La Barranquilla (633 msnm), La Batea, y hacia al sur del área se encuentra el cerrito Santa Rosa (695 msnm). La disposición orientada de los domos indican que el emplazamiento de estos está controlado por las fallas E-W del sistema del Graben Central y que ésta actividad volcánica está asociada a la actividad ignimbrítica de las Tobas Inferiores (Ti) en el Pleistoceno Medio.

▫ **Tobas Inferiores (Ti).** Las Tobas Inferiores están compuestas por ignimbritas y tobas que afloran ampliamente al norte de Ilopango, hasta encontrar las laderas del volcán Guazapa. Al sur, las ignimbritas forman estrechas mesetas separadas por cañones formados por efectos erosivos y se extienden al oriente hasta la ciudad de Cojutepeque. Al oeste contornan las laderas septentrionales del Volcán de San Salvador hasta alcanzar

Quezaltepeque, pero sus depósitos están cubiertos por los depósitos de Tierra Blanca Joven (TBJ). Las Tobas Inferiores corresponden al Miembro c1 de la Formación Cuscatlán y en los actuales cortes entre Apopa y Soyapango (Paquete III del Anillo Periférico), se observan 5 depósitos con paleosuelos bien desarrollados provenientes de la caldera de Ilopango.

Las ignimbritas dacíticas de color rosado poseen una matriz de cenizas finas-medias con pómez abundante diseminado, yacen al sur de la caldera a lo largo de la carretera que conduce al aeropuerto. En este sector las ignimbritas llegaron hasta San Luis Talpa y Rosario de la Paz. Las ignimbritas se formaron a través de múltiples depósitos de flujos piroclásticos soldados, donde no hubo interrupción y están asociados al primer colapso de la depresión estructural del Pleistoceno Medio (William y Meyer-Abich, 1953). Estas ignimbritas parecen corresponder a un evento distinto de aquellas emplazadas en el sector norte de la caldera, cuyos depósitos poseen menores volúmenes y se originaron a lo largo de varios eventos con interrupciones suficientes como para formar paleosuelos.

▫ **Tobas Superiores (Ts).** El Consorcio Salvador E. (1988) se refirió a los piroclastos ácidos compuestos por tres depósitos de pómez de caída, como Tobas Superiores (Ts), los cuales corresponden al Miembro s3 de la Tierra Blanca. Estos depósitos de pómez representan tres épocas eruptivas (TB4, TB3 y TB2) separados en el tiempo por inactividades, en los que se formaron paleosuelos en cada uno de estos depósitos. La capa de pómez TB4, es la más antigua y la de mayor volumen y es también la que tiene la mayor cobertura espacial. Entre el TB4 y el TB3 yace un depósito de pómez gris de composición dacítica (G1) del volcán San Salvador, de edad estimada en 40 ka (Rose et al, 1999), cuyo espesor se adelgaza y desaparece hacia el Río Las Cañas. En el margen derecho del Río Las Cañas el pómez gris ha sido erosionado y no aparece (figura 12).



Fuente: Consorcio Salvador E., (1988)

Figura 13. Mapa vulcanológico.

Formación San Salvador. Esta formación está constituida por los productos efusivos y explosivos del volcán San Salvador y por la Caldera de Ilopango, ocurridos desde el Pleistoceno Superior hasta el Holoceno. La última erupción efusiva del Ilopango corresponde al emplazamiento de lavas de composición riolítica que dio origen a las islas Quemadas en 1880 (Goodyear, W., 1880).

- **Tierra Blanca Joven (TBJ).** Esta unidad está compuesta por los depósitos de caída y flujos piroclásticos de la última erupción explosiva de la caldera de Ilopango, que tienen amplia distribución en toda el área. Mayor detalle de esta unidad se encuentra en el apartado 6.4.

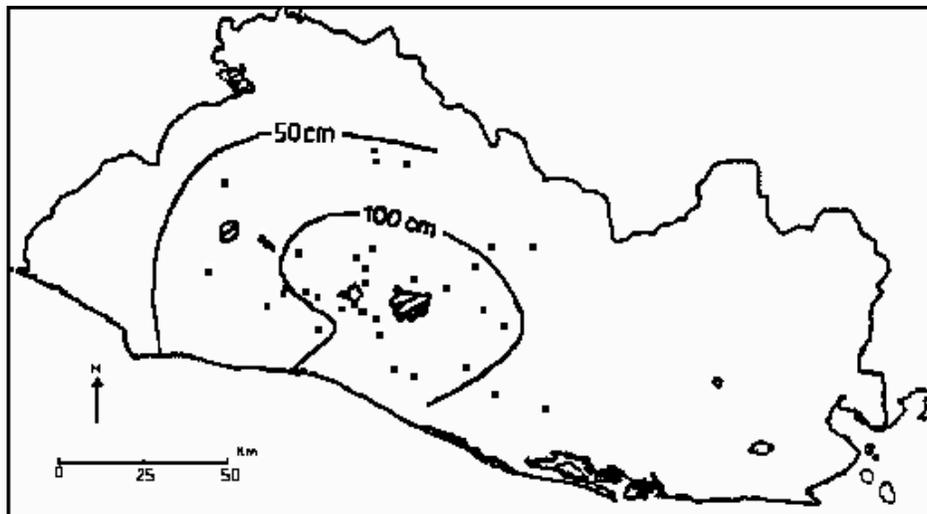
- **Aluviones (Q).** Los aluviones están formados principalmente por la acumulación de los sedimentos en las riveras de los valles, que provienen de la erosión de las cenizas de TBJ.

6.4 TIERRA BLANCA JOVEN (TBJ)

Los depósitos de caídas de cenizas inconsolidados y los flujos piroclásticos de composición riolítica, no soldados de la TBJ, son el producto de una erupción pliniana cuya datación más reciente de ^{14}C , ha determinado que dicha erupción ocurrió 430 años D.C. (Dull, A. et al. 2001). Estos depósitos constituyen el cierre del ciclo eruptivo de los depósitos de Tierra Blanca, que se inició con TB4 y finalizó con TBJ. Los depósitos piroclásticos de TBJ están constituidos fundamentalmente por fragmentos de vidrio volcánico que forman las cenizas de tamaño arena fina y limo (muy abundante), fragmentos de pómez y líticos (tamaño grava, arena y bloques), polvo volcánico (arcilla no plástica) y en menor cantidad cristales (tamaño arenas y limos).

Los trabajos de Hart and Steen-McIntire (1983) sostienen que a una distancia de 100 km desde el lago, el espesor de cenizas es de 50 cm que cubren una extensión de 10,000 km², por lo que constituyen la distribución más amplia de los depósitos de tefras de TBJ en El Salvador (Figura 14). El suelo suelto de esa erupción y la alta pluviosidad de la región, facilitaron la remoción de grandes volúmenes de material y el proceso de erosión se vio favorecido con la ausencia de una cubierta vegetal protectora. Afloramientos encontrados recientemente en San Antonio El Mosco (San Miguel), en el cráter del Volcán de San Miguel y en San Miguel de

Mercedes (Chalatenango), ponen en evidencia que estas cenizas se extendieron hasta afuera del actual territorio salvadoreño.



Fuente: Hart y Steen McIntire (1983)

Figura 14. Isopacas de TBJ en El Salvador

Schmidt-Thome (1975) elaboró un mapa de isopacas de la zona de San Salvador y en la parte oriental de la capital en la proximidad del borde del lago, los espesores son mayores que 30 m. Geotérmica Italiana (1992) sostiene que los espesores de la TBJ son del orden de 80 a 100 m en la parte occidental de la caldera. Mediciones de espesores llevados a cabo en 65 afloramientos en el área de estudio, fueron obtenidos en los cortes de calles y en los taludes de los ríos en toda la zona (Tabla 2 y el mapa de puntos de afloramientos, en Anexo A, Documento N° 2: ANEXOS); indican que en la zona de Soyapango – Río Las Cañas, los depósitos de TBJ llegan alcanzar unos 60 m de espesor, los que son aún mayores hacia el borde caldérico.

Debido a la posición estratigráfica dentro de la secuencia de estos depósitos piroclásticos, a sus mayores espesores y al hecho de servir de apoyo de las edificaciones del AMSS, la secuencia de ignimbritas y coignimbritas de la Unidad G y las ignimbritas de la Unidad F, son las unidades más importantes de TBJ y de las que se hablará en los siguientes apartados.

6.4.1 Depósitos de flujos piroclásticos

Los flujos piroclásticos o ignimbritas constituyen los depósitos más ampliamente distribuidos y de mayor volumen de la TBJ, los cuales estuvieron presentes en las dos fases importantes que menciona Hart y Steen-McIntire (1983). En la fase eruptiva inicial de la TBJ sobresalen las ignimbritas de la Unidad C (Gris y Amarilla), la Ignimbrita Alfa y la Ignimbrita Beta, con la cual termina la primera fase eruptiva. Las ignimbritas de la fase final son las más voluminosas y que tuvieron mayor desplazamiento alrededor de la estructura caldérica y corresponden a la Unidad F.

Las ignimbritas de la Unidad F de la TBJ cubren extensas áreas de los departamentos de San Salvador, La Paz, La Libertad, Cuscatlán y San Vicente. Estos flujos cuyos mecanismos de transporte son flujos turbulentos generados por el colapso de una porción de columna eruptiva, debido a la alta densidad que alcanza en determinado instante, se convierten en una masa densa de cenizas, pómez y líticos, saturada de gases (fluidización), que se desplazan ladera abajo por largas distancias. Los flujos se desplazan por las hondonadas y valles a los que rellenan en su desplazamiento, peneplanizando la superficie del terreno (Figuras 15).

Los flujos piroclásticos experimentan durante el desplazamiento procesos de segregación de sus componentes. Los fragmentos grandes de pómez vesicular tienden a buscar el techo del flujo donde se concentran por flotación, a 9 km al norte del borde caldérico (Tonacatepeque) los depósitos de flujos piroclásticos forman una zona de 2 m de espesor de bloques de tamaños variados que pueden alcanzar hasta 52 cm. Por otro lado, los líticos más grandes y pesados tienden a transportarse menos y a concentrarse en la base. Este es el caso de los flujos piroclásticos de la Unidad F que definen de esa manera los cinco depósitos que en el sur del área de estudio, alcanzan el conjunto 15-20 m de espesor y no muestran coignimbritas que los separe entre uno y otro depósito.

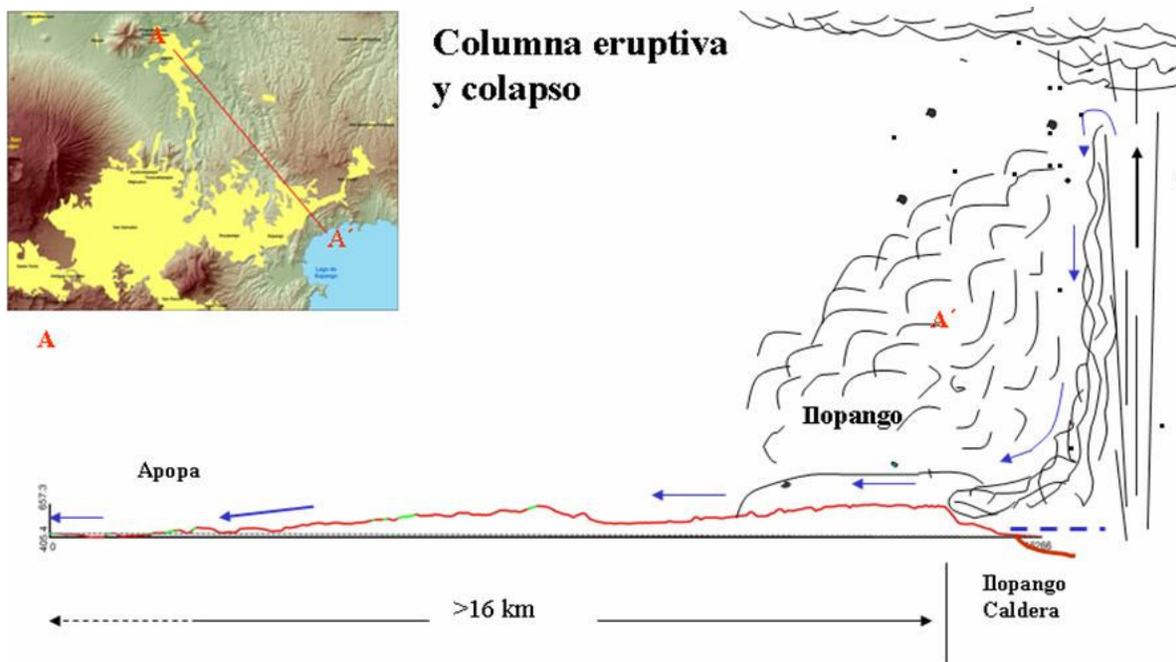


Figura 15. Colapso de la columna eruptiva y origen del flujo piroclástico con desplazamiento hacia el noroeste de la Caldera de Ilopango, a lo largo de antiguas quebradas y valles.

Los flujos piroclásticos (Unidad F) se desplazaron a lo largo de los antiguos cauces de ríos y quebradas, bordeando la parte baja de la ladera norte del volcán San Salvador y se extendieron por unos 35 km de largo hasta llegar cerca de Quezaltequepe. Al occidente, un flujo atravesó lo que actualmente es la capital, alcanzó Santa Tecla, para lo cual tuvo que desplazarse ladera arriba hasta llegar a la cota máxima de 930 m. Se encausó entre el escarpe de falla del borde del graben y la parte más baja de la falda sur del volcán San Salvador. Después de haber superado la máxima altura, se desplazó hacia abajo pasando por Los Chorros hasta alcanzar el Municipio de Colón, donde logran un recorrido de 37 km. Allí su textura sufre un cambio de facies, de una ignimbrita de textura gruesa de facie proximal pasa a una textura fina en su facie distal.

Un aspecto que llama la atención, son los afloramientos de TBJ a lo largo de la calle de tierra (≈ 2 km) que conduce al mirador del Cráter El Boquerón, donde yace un depósito de flujo piroclástico (Unidad F) cuyo punto más alto observado a 1740 msnm, tiene 20 cm de espesor

y aflora a unos 700 m antes de llegar al Mirador, donde ya no puede ser visto debido a que está cubierto por los depósitos hidromagmáticos de las Tobas San Andrés, provenientes del Boquerón, 800 años D.C. (Hart, W., 1983). El flujo atravesó la ladera oriental del Volcán San Salvador y subió hasta alcanzar esa altura, habiendo superado un desnivel de 1120 m, considerando el nivel actual del borde caldérico con 620 msnm en el municipio de Ilopango. El flujo subió todavía un poco más de 1740 m, pero posiblemente no llegó a alcanzar la cima del cráter (Figura 16).

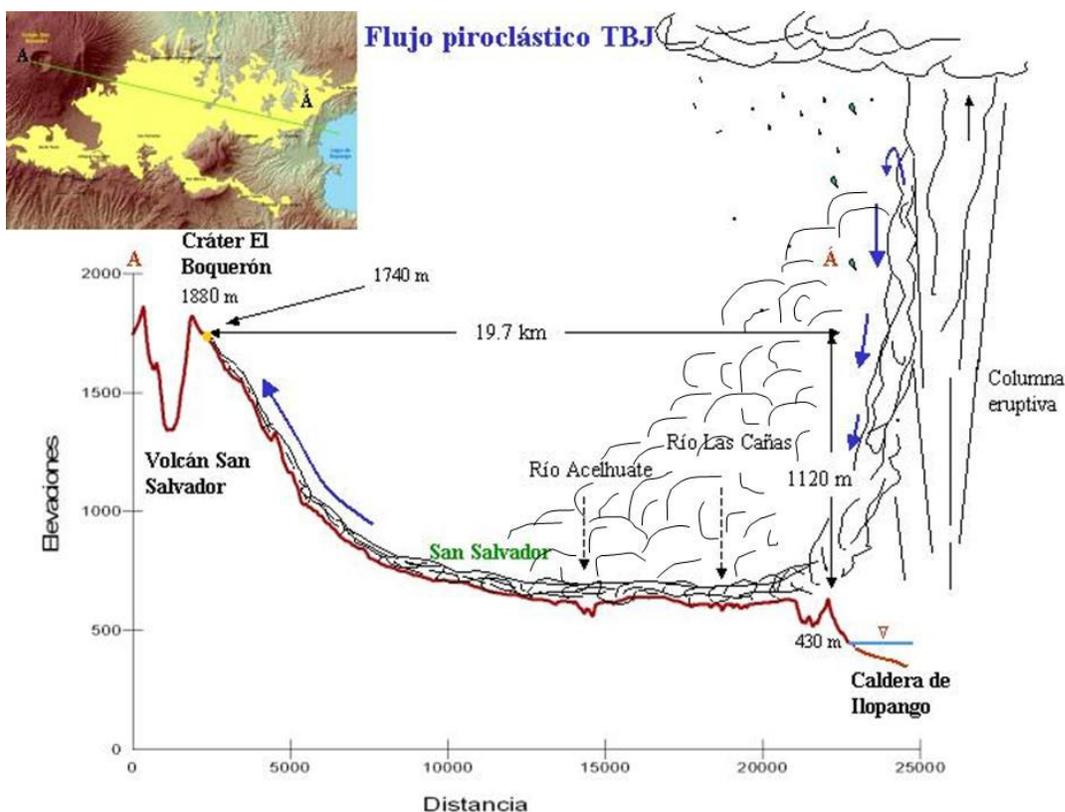


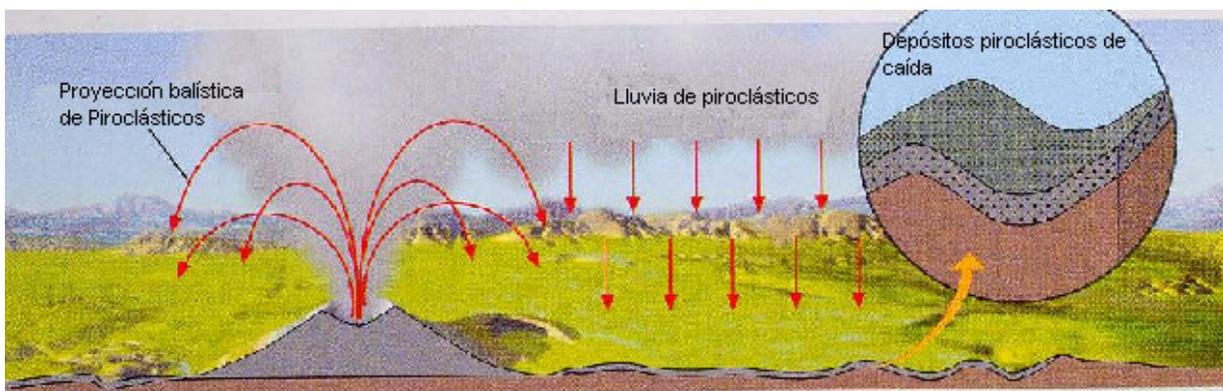
Figura 16. Colapso de la columna eruptiva y formación de un flujo piroclástico (Unidad F) que desciende velozmente y cruza el terreno de la actual capital San Salvador y sube la ladera oriental del Volcán San Salvador.

El sur de la estructura caldérica está limitado por la barrera del borde de la Cordillera del Bálsamo, sin embargo, se han encontrado flujos piroclásticos que sobrepasaron ese borde y se desplazaron ladera abajo donde rellenaron depresiones topográficas con profundidades del

orden de 60 m. Esas depresiones se formaron por fallas gravitacionales de los sistemas NW-SE, NE-SW y eventualmente E-W, en San Pedro Masahuat.

6.4.2. Secuencia de ignimbritas y coignimbritas

La Unidad G está conformada por depósitos de ignimbritas y coignimbritas y el conjunto de esta secuencia se caracteriza por tener materiales finos, poco consolidados hasta inconsolidados, con frecuente presencia de lapilli acrecional y cuyo espesor conjunto máximo es de 15 m (puntos 12 y 65) en el sur del área. Las coignimbritas corresponden al depósito resultante de la caída por gravedad del material fino de la nube acompañante que se forma por elutriación de finos a partir del flujo piroclástico. A estos depósitos se incorporan las lluvias de piroclastos de la zona de difusión horizontal (Figura 17). Sus componentes son más pequeños en tamaños y son ricos en cenizas finas, cuyo mecanismo de transporte es el viento, que es un magnífico seleccionador de partículas finas a muy finas (tamaño arena, limo y arcilla). El transporte y deposición eólica se caracteriza por realizarse casi uniformemente sobre la superficie del terreno. Los de proyección balística son más gruesos y caen en las cercanías del edificio volcánico.



Fuente: Martí, J. et al. (2000).

Figura 17. Depósitos piroclásticos de caída de la zona de difusión horizontal y de proyección balística.

6.4.3 Estratigrafía de la TBJ

La estratigrafía de los depósitos de TBJ fue inicialmente realizada por Hart y Steen-McIntyre (1983), dividiéndola en dos grandes unidades T1 y T2, las cuales eran separados por la unidad “surge basal” que correspondía a la base de la Unidad T2. En 1998, Vallance y Houghton, hacen una revisión de campo de estas unidades y las subdividen en 6 unidades, de las cuales el “surge basal” corresponde a la “capa guía” (Unidad E). Durante los actuales trabajos de campo se encontraron las Ignimbritas Alfa, Beta y Gris, que se incluyen en el presente perfil estratigráfico. La secuencia completa que se ha considerado para el estudio de la características geomecánicas de la TBJ, es la que se muestra en la figura 18 y la descripción de las unidades se presentan de la base hacia el techo:

Unidad A: es un depósito fino, granular y localmente disperso de color café. Está compuesto por pómez y abundantes líticos, ambos con tamaño arena hasta grava. El espesor es muy delgado y a veces está ausente por erosión a partir del flujo piroclástico de la Unidad C y normalmente se encuentra cementado por óxidos de hierro. En el punto 48 de afloramientos tiene un espesor de 0.05 m, mientras que en el borde caldérico norte, alcanza hasta 0.37 m de espesor (Hart y Steen-McIntyre, 1983).

Unidad B: es un depósito de caída de pómez pliniano frecuentemente conteniendo dos partes discretas: cenizas gruesas basales y lapilli de caída en el techo. Las isopacas circulares para espesores inferiores a 1 cm, significan que fue eruptado bajo condiciones de velocidad de viento escaso (Vallance y Houghton, 1998). Este depósito de espesor centimétrico suele presentar un color amarillento por causa de la pigmentación y cementación de óxidos de hierro por contacto con el paleosuelo subyacente, a veces esta unidad está ausente debido a la erosión producida por la ignimbrita (Unidad C) y cuando está presente sirve de guía importante para identificar la base de la TBJ (Figura 18).

Unidad C: es un depósito compuesto por dos flujos piroclásticos; el basal de color gris (Ignimbrita Gris), rico en líticos andesíticos, masivo, de poco desplazamiento, con espesor de casi 10 m (Punto 16) y de cohesión similar al sobreyacente. Este último de amplio desplazamiento es el más importante, de color amarillento (Ignimbrita Amarilla), rico en líticos hidrotermalizados y es el que se encuentra más frecuente en la secuencia. Presenta una ligera estratificación evidenciada por los fragmentos de pómez. En las depresiones muestra las mayores acumulaciones, alcanzando espesores en estos sitios de hasta 9 m y en la zona sur del área posee granulometría más gruesa pero está parcialmente cementada por sulfatos y silicatos de cloruro de sodio, por eso, está relativamente más consolidada.

Unidad D: es un depósito que se caracteriza por ser rico en cenizas de granos finos, bien seleccionados, presenta marcas de ondas gigantes de oleadas piroclásticas densas, estas estructuras y los depósitos de caída finos de la coignimbrita, le dan un aspecto estratificado. Este depósito en las facies intermedia y distal es bastante inconsolidado con ligeras variaciones entre un horizonte y otro, sin embargo, hacia el borde caldérico esta unidad está bastante cementada por minerales sulfatados y silicatados. En algunos afloramientos muestra un depósito de flujo piroclásticos con cierta estratificación planar. El techo está compuesto por cenizas con abundante lapilli acrecional. Es pobre en líticos. El máximo espesor medido es de 8.72 m en el punto 17 (Tabla 2, Anexo A).

Unidad ignimbrita Alfa (α): en el sector entre Ilopango y Soyapango aflora una ignimbrita masiva, con techo de color rosado tenue y beige en todo el depósito, posee matriz rica en cenizas finas, pómez centimétricos y pocos líticos, cementada en la base por sulfatos y silicatos, el resto de la unidad está inconsolidada. Presenta frecuentemente estructuras de tubos de desgasificación. En la secuencia de la TBJ se localiza entre el techo de la Unidad D y la base de la E. Posee un espesor máximo de 15 m (Tabla 2, puntos 17 y 41) y un desplazamiento aproximado de 6 km al noroeste a partir del borde caldérico (Figura 18).

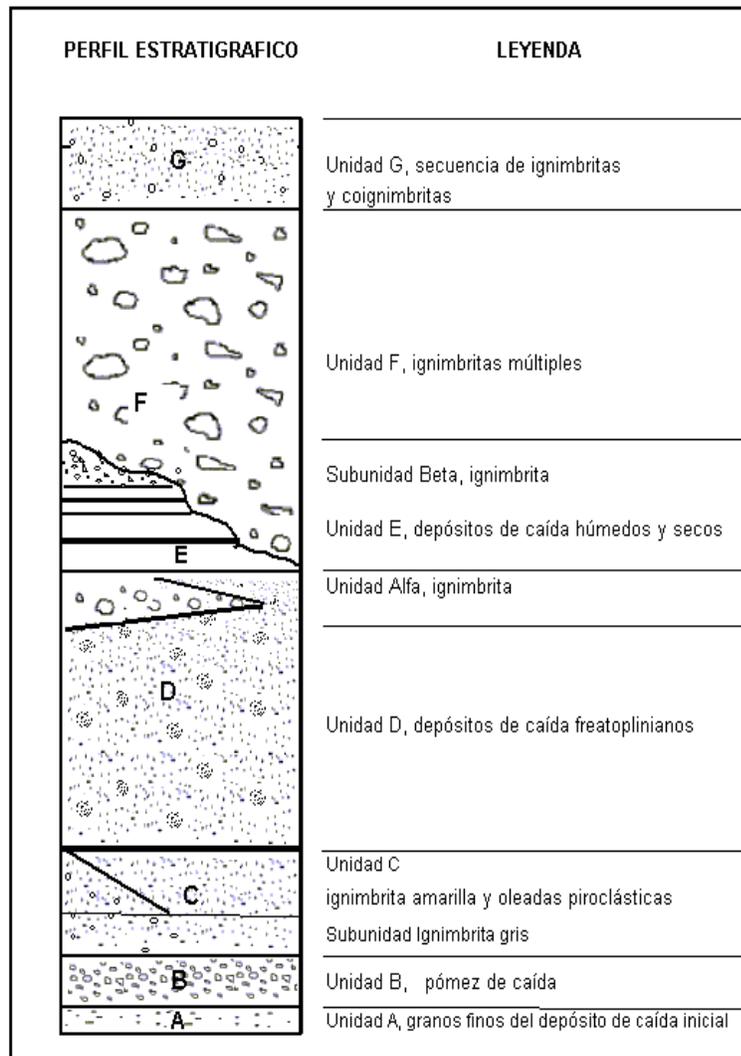


Figura 18. Perfil estratigráfico de los depósitos de Tierra Blanca Joven.

Unidad E: Está constituida por productos freatomagmáticos caracterizados por depósitos de caída finamente bandeados: depósitos secos y húmedos alternados. Los depósitos secos son color claro, están compuestos por cenizas gruesas con lapilli fino pumítico y líticos andesíticos (gravas y arenas), inconsolidados, bastante deleznable. Los depósitos húmedos están constituidos por cenizas muy finas, bien seleccionadas, color café claro y café oscuro cuando están húmedos, se caracterizan por estar bastante consolidados y son ricos en fragmentos

vítricos y en cristales (Hart y McIntire, 1983). Los depósitos húmedos muestran localmente deformaciones propias de sedimentos suaves indicando una deposición muy húmeda. Estos depósitos están medianamente distribuidos pero a veces están ausentes debida a la erosión producida por la ignimbrita sobreyacente (Unidad F). El máximo espesor medido es de 3.46 m (Punto 42).

Subunidad Beta (Ignimbrita β): está constituida por una ignimbrita de color café - café claro, muy compacta, con abundante matriz fina con pómez y líticos en moderada presencia. Se localiza en el techo de Unidad E y subyace a la Unidad F. Esta ignimbrita frecuentemente no está presente debido a la erosión producida por la Ignimbrita F y cuando está presente los espesores son muy pequeños. El máximo espesor medido en el punto 14 es de 4.6 m (Urb. Vista al Lago) y en el Río El Playón es de 2.18 m (punto 21). Esta ignimbrita tiene un desplazamiento desconocido al momento.

Unidad F: está compuesta por varios flujos piroclásticos masivos, no soldados, de color claro a beige claro, con granulometría mal seleccionada y de espesor de unos 20 m hacia el sur. Presentan matriz de cenizas gruesas con abundantes fragmentos de pómez y líticos. hacia el norte en el cantón La Cabaña y en los cortes de la carretera del Paquete III (Periférico), se observan 5 de estas ignimbritas que suman un espesor de 8 m. Con frecuencia muestran evidencias de erosión y estructuras de carga que producen en la unidad subyacente. Esta unidad es la de mayor volumen y entre los flujos fue el que mayor desplazamiento alcanzó (37 Km).

Unidad G: está conformada por una secuencia compuesta por flujos piroclásticos y coignimbritas. Los flujos son de matriz fina, de poco espesor (1 a 2 m en el sur), masivas, poco cementadas y algo inconsolidadas. Las coignimbritas están formadas por capas delgadas (1 a 1.5 m en el sur) con bandas delgadas de cenizas finas relativamente bien seleccionadas con moderada presencia de lapilli acrecional, algunas bandas son muy deleznales. El conjunto da un aspecto estratificado debido a los cambios granulométricos y en la estación

lluviosa adoptan tonalidades claras y beige. El espesor de la Unidad G en el punto 12 es 15 m (Urb. Jardines de San Bartolo).

6.4.4 Lineamientos tectónicos y estructura volcánica

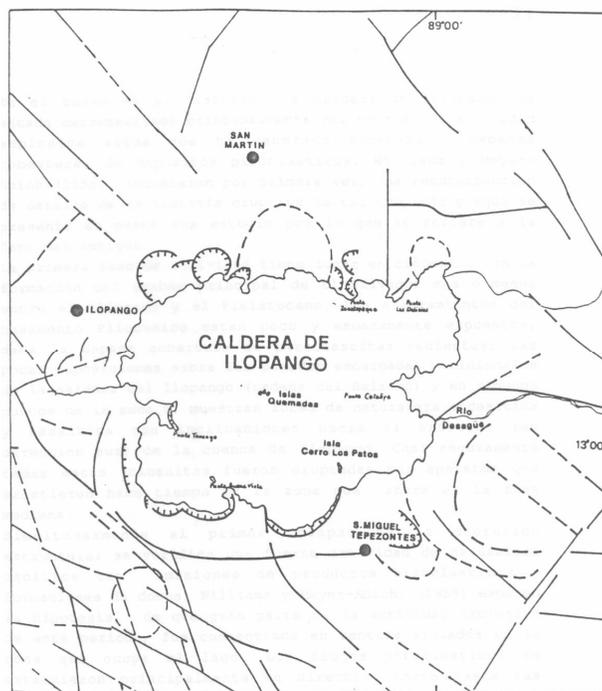
La importante estructura volcano-tectónica de Ilopango está situada a unos 10 km al oriente de la capital San Salvador, cuya forma oval tiene 11 km de largo por 8 km de ancho, en el cual, el eje mayor está orientado E-W. Este rasgo morfológico corresponde a una depresión con bordes escarpados, de 150 a 200 m de altura en la parte norte y de escarpes más pronunciados en la parte sur, donde coincide con el borde sur de la cordillera del Bálsamo. La Caldera de Ilopango puede considerarse como un complejo volcánico por ser una estructura múltiple donde han ocurrido varios colapsos. Esa complejidad se manifiesta por tener el borde de la depresión bastante irregular por estar constituido por golfos y penínsulas pequeños (Figura 19).

El fondo de la depresión está ocupada por el lago homónimo que es el más grande del país y que ocupa una extensión de 75 km^2 , con una profundidad máxima de 248 m. El lago tiene la recarga principal de los Ríos Chagüite en el oriente, mientras que el Río Guluchapa lo hace en la parte septentrional y el Río Arenal de Cujuapa al nor-oriente. La descarga la realiza por medio del Río El Desague que le sirve para mantener su nivel, a lo largo de una falla tectónica de rumbo E -W, cuya salida la tiene en la parte oriental, donde fluye de occidente a oriente y luego al confluir con el Río Jiboa se desvía hacia el sur, donde adopta este nombre.

La estructura caldérica actual del Ilopango es el resultado de varios eventos volcano-tectónicos que se han desarrollado a lo largo de períodos de intensas actividades explosivas, los cuales han sido seguidos por hundimientos consecuentes. Los efectos de este proceso se pueden observar por las variadas formas semicirculares alrededor de la depresión (Figura 19). La situación se vuelve más compleja cuando a la par de esos eventos volcánicos se consideran los elementos estructurales que los controlan. La mayor parte de los colapsos ocurrieron siguiendo

líneas de debilidad estructural (Consortio Salvador E., 1988). El marco estructural del área de Ilopango es bastante compleja en la cual se puede destacar la presencia del Graben Central con rumbo E – W, que limita la pared sur del lago. Además, se observan otros sistemas tectónicos que afectan el área y que se citan a continuación:

El sistema E-W tiene pocos lineamientos visibles que afectan la caldera. El lineamiento que utiliza el Río El Desagüe corresponde a este sistema al igual que el escarpe sur del lago. Este lineamiento ha jugado un papel preponderante en la evolución del complejo, por lo menos en su fases iniciales (Consortio Salvador E., 1988).



Fuente: Consortio Salvador E., (1988)

Figura 19. Estructuras volcánicas y fallas en la Caldera de Ilopango.

Los sistemas NW-SE y NE-SW están presentes en toda la zona y en la parte norte estos lineamientos se extienden un poco más que en el sur donde son más cortos. Los sistemas en la porción norte posiblemente se desarrollan mejor, en parte, debido a que corresponden a un bajo estructural, permitiendo que los espesores de material piroclástico acumulado sean

potentes, mientras que la porción sur corresponde al alto estructural de la formación El Bálsamo, donde los depósitos de caída (cenizas y lapilli) pleistocénicos y holocénicos no constituyen grandes espesores, ya que los vientos predominantes que transportan estos depósitos tienen rumbo noroeste, donde se han acumulado mayoritariamente en bajos estructurales.

El sistema N-S está poco representado pero puede apreciarse un lineamiento corto en la parte noreste, donde su presencia ha facilitado el encauzamiento del Río Guluchapa; y el sistema circular se manifiesta en las riberas del lago, donde pueden observarse varias formas circulares bien conservadas y conectadas con los fallamientos, que representan los centros eruptivos de las erupciones de edad reciente. Los eventos finales en el complejo indican que concomitantemente o poco después de la última erupción pliniana del Ilopango, tuvo lugar el colapso que junto a la tectónica reciente han determinado la configuración actual de la caldera de Ilopango y todos los centros eruptivos que existieron a lo largo de la historia evolutiva de este complejo volcánico, ahora se encuentran hundidos bajo la forma de cúmulo de escombros en el fondo de la caldera (Consortio Salvador E., 1988).

6.4.5 Edad y volumen de TBJ

La TBJ es el producto de una erupción explosiva datada ^{14}C , 260 ± 114 años D.C. (Sheets, P., 1983), pero dataciones nuevas con ^{14}C empleando técnicas más modernas han determinado que dicha erupción ocurrió 430 años D.C. (Dull, A., et al., 2001). Los flujos piroclásticos de este evento cubren extensas áreas de los departamentos de San Salvador, La Paz, Cuscatlán y San Vicente. Al occidente fluyeron y rellenaron el interior del valle de San Marcos, uno o más flujos de cenizas se desplazaron pasando por San Salvador, subieron el relieve y pasaron Santa Tecla para descender al valle Zapotitán hasta alcanzar la Villa Colón, desplazándose entonces 37 km al oeste del Lago Ilopango. Otro subió la ladera oriental del Volcán San Salvador y casi alcanzó el cráter. Al noroeste los flujos piroclásticos bordean las laderas del volcán San Salvador hasta alcanzar Apopa, Nejapa y Quezaltepeque. Al sur esos depósitos rellenaron las

depresiones en San Pedro Masahuat y San Antonio Masahuat. El volumen estimado por Hart y McIntire (1983) para los depósitos de TBJ como magma diferenciado fue de 20-50 km³ (DRE: dense rock equivalent).

6.4.6 Efectos sociales en los indígenas por la erupción de TBJ

La erupción de la TBJ constituye un episodio volcánico de los más dramáticos y espectaculares que ha tenido Centroamérica, que causó impactos sociales importantes en la vida de las poblaciones Maya-Pipiles de la época. La actividad agrícola de esos pueblos fue totalmente devastada por los depósitos de cenizas que impidieron la realización de tal actividad económica, generando un ambiente desolador y de desesperanza. Las aguas de los ríos y lagos fueron contaminadas por las partículas más finas (polvo volcánico), y en estas circunstancias muy adversas, los habitantes de la mayor parte del país fueron obligados a migrar hacia Guatemala y Honduras. Se cree que al menos por un período de 150 años, no vivió ninguna persona en lo que es el actual territorio salvadoreño (Dull, et al, 2001).