

## II. GEOLOGIA.

Asdrual Vargas  
Julio Hernández  
Luis G. Salazar

### 2.1 MARCO GEOLOGICO REGIONAL.

El Valle Central es una depresión de origen tectónico, orientada E/W, que se localiza en la parte media del arco interno volcánico-plutónico, a manera de una cuenca de intrarco en el sentido de DICKINSON (1974). Dicha depresión fue originada en un régimen transtensivo a partir del Eoceno Superior-Oligoceno (ASTORGA et al., 1989; 1991).

#### 2.1.1 Estratigrafía.

El relleno sedimentario del Valle Central está representado por una serie marina somera (ALVARADO, 1982; OBANDO, 1983; AGUILAR en SPRECHMANN 1984; SPRECHMANN, 1984; RIVIER & CALVO 1988; DENYER & ARIAS, 1991 y ASTORGA et al., 1989, 1991) depositada entre el Oligoceno y el Mioceno Superior que incluye a las unidades litoestratigráficas: Parritilla, Tranquerillas, Caraigres, Pacacua, Peña Negra, Turrúcares, San Miguel, Coris (fig. 2), definidas por diversos autores (entre estos SPRECHMANN, 1984; RIVIER & CALVO, 1988 y DENYER & ARIAS, 1991).

Los posibles casos de traslape o redefinición de las unidades litoestratigráficas aquí mencionadas por parte de los citados autores, no son analizadas en el presente trabajo, no obstante cabe mencionar que el período de tiempo que se estima, cubre la sedimentación marina somera del Valle Central y es común a todos los autores mencionados.

Dicha sedimentación marina es sucedida por la depositación de una potente serie volcanogénica que involucra vulcanitas y depósitos vulcanoclásticos (Grupo Aguacate), que junto con una intensa actividad plutónica (Grupo Comagmático de Talamanca sensu BERRANGE, 1977 y Formación Monzonita-Gabro de Escazú, cf. KUSSMAUL & SPRECHMANN, 1984) señalan la ocurrencia de un importante evento magmático para la región en el Mioceno Superior. El plutonismo dió lugar a metasomatismo, por ejemplo las cornubianitas de Escazú.

Una nueva actividad volcánica en el Pleistoceno-Holoceno, colmata finalmente la cuenca del Valle Central, continentalizada desde tiempos del Mioceno Superior (ASTORGA et al., 1989; 1991). Esta actividad extrusiva está representada por la depositación de las formaciones Lavas Intracañón, Avalancha Ardiente, Formación Barva y Lahares.

El levantamiento diferencial de la cuenca condujo a su meteorización y erosión, así como a la consecuente depositación de coluvios y aluviones.

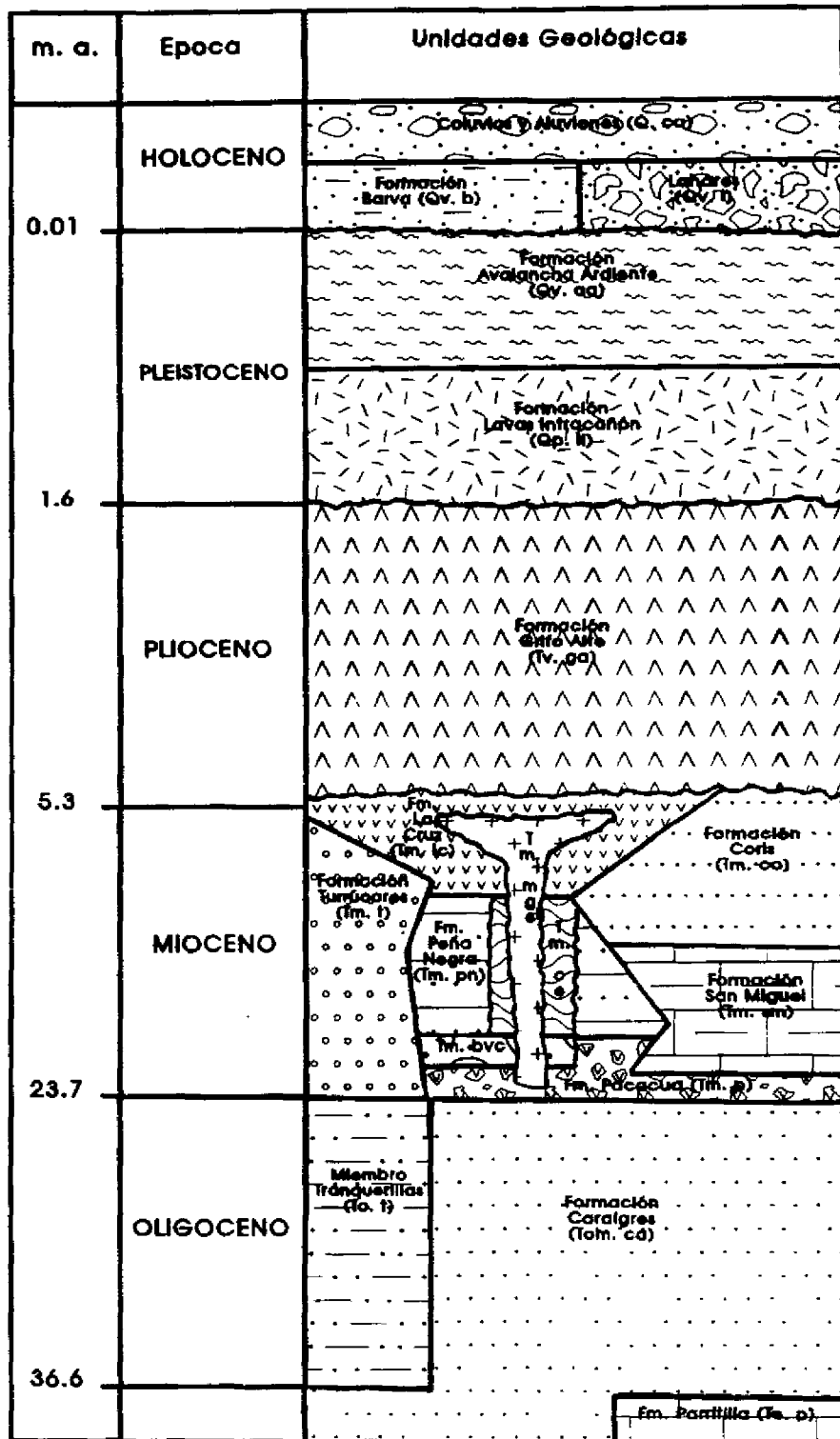


Fig. 2. Columna estratigráfica regional.

A continuación se describen brevemente a las unidades estratigráficas arriba mencionadas.

#### **Formación Parritilla (Eoceno Superior).**

Fue descrita por primera vez por RIVIER & CALVO (1988). Consiste de calizas bioclásticas, wackestone y packestone. Las calizas descansan sobre una serie de lutitas negras, areniscas finas y lutitas compactadas y silicificadas.

El contacto superior presenta una zona de transición de 2-3 m de calizas arenosas, sobreyacidas por intercalaciones de areniscas volcánicas y calcáreas, con areniscas tobáceas y tobas conglomerádicas, de la base de la Formación Pacacua, (DENYER & ARIAS, 1991, denominan a estos materiales como Formación Caraigres). Las mencionadas calizas de Parritilla son interpretadas sedimentológicamente como lóbulos bioclásticos depositados en una laguna con circulación abierta y se le asigna un espesor de 150 m, en la Quebrada Concha (cf. RIVIER & CALVO, 1988).

Aflora cerca de los poblados de Parritilla y San Francisco, en la base del Cerro Dragón, en Quebrada Concha y en Alto Araña (in ibíd).

#### **Miembro Tranquerillas (Oligoceno).**

Constituido por una secuencia interestratificada de areniscas, tobas, vulcarenitas, conglomerados y/o brechas finas, con abundante fauna. El ambiente de sedimentación fue marino de poca profundidad. Los restos muestran evidencias de desgaste, lo cual indica que sufrieron transporte (AGUILAR, 1984). Presenta un espesor de 250 m y se extiende desde la Quebrada Tarbaca hasta las cercanías de Vuelta de Jorco, Aserrí (ALAN, 1978 en AGUILAR, 1984).

SPRECHMANN (1984) adopta el criterio de eliminar la Formación Térraba del Valle Central y así el Miembro Tranquerillas es integrada a la Formación Pacacua. Todas las series rítmicas continentales deben ser agrupadas en litofacies cartografiables.

#### **Formación Caraigres (Oligoceno - Mioceno Inferior).**

Está compuesta por interestratificaciones de areniscas verdosas y/o grises de granulometría variable y brechas. Los espesores van de 600 y 1200 m. Yace concordante sobre la Formación Parritilla y subyace concordantemente a la Formación Pacacua. Se depositó en un ambiente marino con gran variación energética. Las mejores exposiciones están en la base del flanco sur del Cerro Caraigres; además se presentan afloramientos en Bajo Mora, Santa Rosa y San Rafael Arriba (S-SE de la hoja Caraigres; DENYER & ARIAS, 1991).

### **Formación Pacacua (Mioceno Inferior).**

De acuerdo a DENYER & ARIAS (1991) está caracterizada por estratificaciones de areniscas vulcanoclásticas (finas y gruesas) tobas, tobetas y brechas finas y gruesas; además se presentan diques de diabasa. Sobreyace en contacto gradual a la Formación Caraigres. El contacto superior se presenta en dos formas:

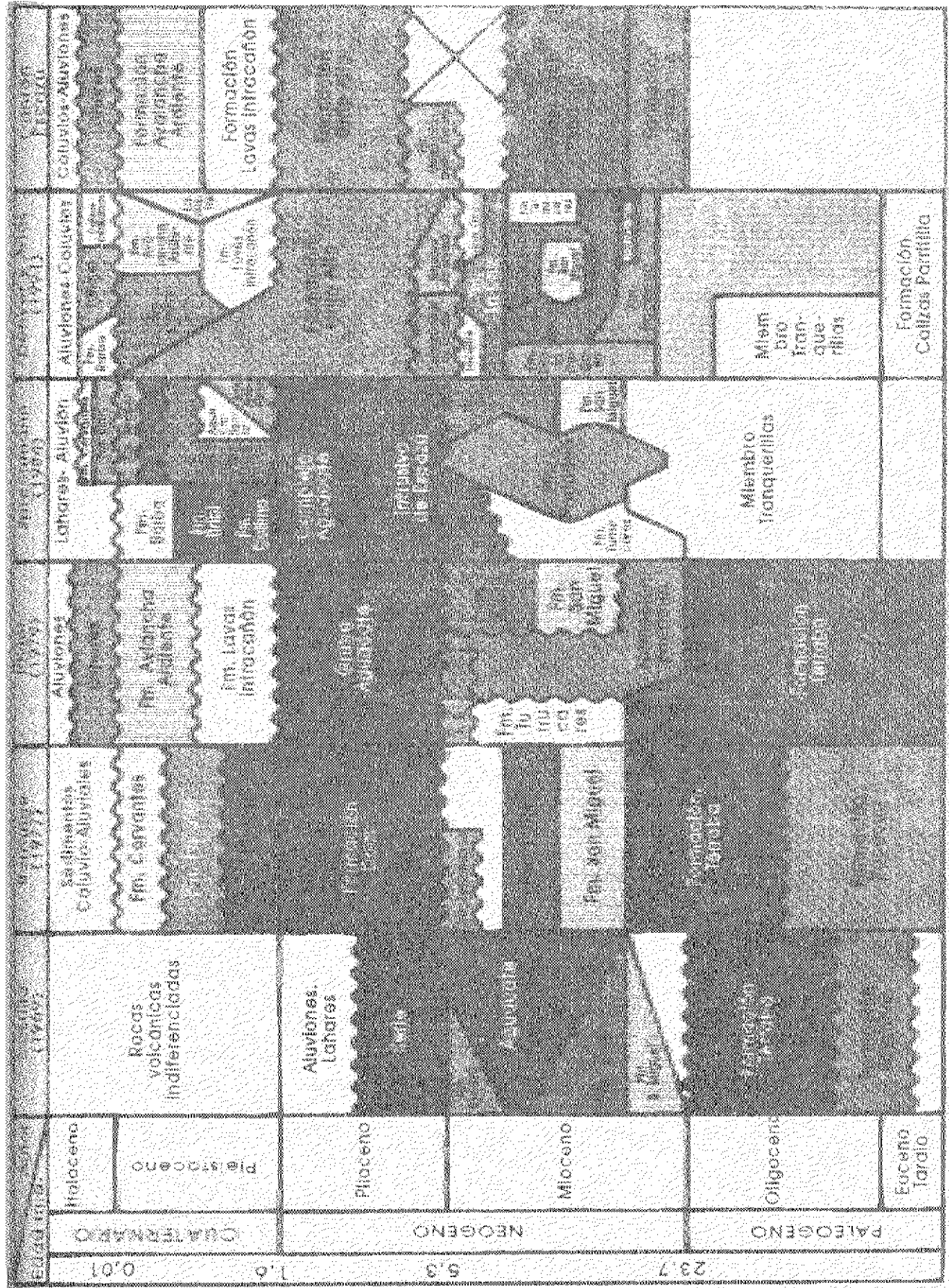
- a) un contacto transicional con las Brechas Verdes Coyolar,
- b) un contacto neto pero concordante con la Formación Peña Negra.

ALVARADO (1982) considera que el ambiente de depositación fue de tipo deltaico, una cuña clástica progradante sobre una plataforma con depósitos prodeltaicos. El espesor alcanza de 1200 a 2000 m, extendiéndose en parte de las hojas Abra, Río Grande, Candelaria, Caraigres, Tapantí (VIQUEZ, 1984; DENYER & ARIAS 1991). Esta Formación ha sido estudiada en varias partes del Valle Central por diferentes autores (cuadro 1), CASTILLO (1969) define a la Formación Pacacua, y señala que se encuentra subyacida en forma discordante por la Formación Terraba y exhibe una discordancia angular con las rocas volcánicas recientes del Terciario-Cuaternario del Valle Central, además le asigna una edad Oligoceno Inferior.

BERRANGE (1977), en la hoja Tapantí, menciona que la Formación está constituida por una sola unidad y que es sobreyacida por la Formación Terraba y/o la caliza de San Miguel y por la Formación Ujarrás, y le asigna una edad del Eoceno Superior-Oligoceno Inferior. RIVIER (1979), en los Cerros de Escazú, indica que la Formación puede ser dividida en dos unidades principales: inferior y superior y que sobreyace a la Formación Terraba (Oligoceno). Le asigna una edad Mioceno Medio Superior. SPRECHMANN (1984) integra las litofacies de la Formación Terraba dentro de la Formación Pacacua, y sugiere que de igual modo se incluya al miembro Tranquerillas.

### **Formación Peña Negra (Mioceno Medio).**

Definida por DENYER & ARIAS (1991). La sección inferior consta de una secuencia de areniscas medias y finas, la sección media consiste de lutitas y areniscas finas de color negro y la unidad superior se presenta como intercalaciones guijarrosas con estratos de caliza y vulcarenitas mal estratificadas. Sobreyace concordantemente y en contacto gradual a las Brechas Verdes Coyolar. Es lateral con la Formación San Miguel, en tanto que es sobreyacida y lateralmente equivalente con las formación Coris y Turrúcares. En algunas localidades está sobreyacida mediante discordancia litológica por la Formación Grifo Alto, las Lavas Intracañón o por los Depósitos de Avalancha Ardiente. La sedimentación de la parte media de esta Formación ocurrió en una cuenca marina protegida con escasa influencia de mareas dominada por períodos anóxicos, localmente pudo haber influencia del continente. Esta serie alcanza un espesor de 1200 m, y se presenta en las hojas topográficas Abra, Río Grande, Candelaria, Caraigres y Tapantí.



### **Formación Turrúcares (Mioceno Inferior- Mioceno Superior).**

Está constituida por conglomerados calcáreos fosilíferos. MONTERO (1975 en DIAZ, 1984) le atribuye además tobas e ignimbritas y le infiere un ambiente de depositación de transición marino-continental.

El mismo autor señala un contacto inferior concordante con el Miembro Tranquerillas. DENYER & ARIAS (1991), indican que es sobreyacida concordantemente por la Formación La Cruz. FISCHER (1981 en SPRECHMANN 1984), considera que las rocas de ésta formación reflejan cambios de fases de sedimentación muy rápida a otras de no sedimentación, durante las cuales se implantó una rica fauna bentónica. Además una costa rocosa no demasiado distante aportó los componentes alóctonos.

El espesor máximo es de 610 m y el mínimo de 50 m aflorando en el flanco suroeste de los Cerros Turrúcares, Cerro Candelaria, Quebradas La Pita y Yeguas (MONTERO 1975 en DIAZ 1984).

### **Formación San Miguel (Mioceno Inferior-Mioceno Medio).**

Descrita por CARBALLO (1978) y CARBALLO & FISCHER, 1978) como calizas bioclásticas, calizas cristalinas, calizas nodulares, areniscas calcáreas, areniscas conglomerádicas, conglomerados brechoides y lutitas. RIVIER (1979), señala que la Formación Pacacua es parcialmente el equivalente lateral de la Formación San Miguel ya que la unidad inferior de la Formación Pacacua es sobreyacida concordantemente por Formación San Miguel.

A su vez el contacto superior entre la Formación San Miguel y La Formación Coris según CARBALLO & FISCHER (1978, en GOMEZ 1984) se presenta de dos maneras: abrupto o gradual. Este último se caracteriza por un enriquecimiento progresivo en detrito con alto porcentaje de cuarzo. El ambiente de sedimentación según CARBALLO & FISCHER (1978, in ibíd) fue de tipo marino tropical, de escasa profundidad, turbulento, limpio, distante de la costa, en el que reinaron períodos de rápida sedimentación, interrumpidos por lapsos más tranquilos sin sedimentación. Se concibe como una barra arenosa que ocasionalmente quedó sumergida. Cuenta con un espesor máximo de 190 m y aflora en las crestas de las serranías al sur de Bermejo, suroeste de Coris, en el sureste del Valle Central, entre Higuito y Agua Caliente.

### **Formación Coris (Mioceno Medio-Mioceno Superior).**

PIZARRO (1984) indica que se trata de una secuencia de tobas finas, vulcarenitas, limolitas y lutitas interestratificadas con ortocuarcitas y lentes de lignito. La Formación Coris descansa localmente en forma concordante, sobre la Formación San Miguel en tanto que el Grupo Aguacate y las rocas volcánicas, lahares y aluviones poseen un contacto discordante sobre ésta formación (CASTILLO, 1969). Por su parte FRANCO (1978, en PIZARRO 1984) considera que el contacto superior de esta unidad es concordante. Además señala que el ambiente de sedimentación fue marino con salinidad normal, a marino de poca profundidad y hasta terrestre.

El espesor de la unidad es de 380 m en el Alto Coris y se distribuye geográficamente en el Alto y Bajo Coris, en las lomas de San Antonio, en Aserri; al sur y al Oeste de Desamparados (CASTILLO 1969).

**Grupo Aguacate** (Mioceno Superior Terminal- Plioceno Superior).

CASTILLO (1969) menciona la presencia de brechas volcánicas, tobas soldadas, lavas andesíticas y andesita basálticas, intruidas por diques de basalto. Descansa discordantemente sobre las formaciones Turrúcares y Coris y está sobreyacido en forma también discordante, por las rocas volcánicas, lahares y aluviones del Valle Central. Aflora al sur del Valle de Tabarcia, al oeste de la Fila Diamante, en el flanco oeste de los Cerros Turrúcares y al oeste del Río Grande. DENGO (1962) menciona 800 m de espesor mínimo en los Montes del Aguacate.

Recientemente el Grupo Aguacate se ha dividido en dos formaciones por parte de DENYER & ARIAS (1991). La unidad litoestratigráfica inferior se ha denominado Formación La Cruz, la cual yace concordantemente sobre la secuencia sedimentaria. La Formación Grifo Alto sobreyace, discordantemente a la Formación La Cruz. La litología de la Formación Grifo Alto está compuesta por lavas andesíticas y flujos piroclásticos conteniendo bloques lávicos y escoriáceos decimétricos, angulares. El espesor puede sobrepasar los 1000 m. Aflora al E y NW de Caraigres, N de Candelaria, de manera dispersa en la hoja Abra, y extensamente en la Hoja Río Grande.

**Formación Monzonita-Gabro de Escazú.** (Mioceno Superior Cuspidal).

OBANDO (1983) señala la presencia de gabros, monzonitas, granodioritas, monzogabros, monzodioritas, sienitas y granitos. El intrusivo de Escazú es un stock, cuyo afloramiento no sobrepasa los 6 Km de diámetro.

Los afloramientos de mayor interés aparecen en el flanco este del Cerro San Miguel y Pico Blanco (RIVIER, 1979), además en el área de Monterrey (Hoja Caraigres) (DENYER & ARIAS 1991).

**Cornubianitas de Escazú.** (Mioceno Superior Terminal).

Esta unidad ha sido definida por DENYER & ARIAS (1991) para referirse a los productos de metamorfismo de contacto de las lutitas de la Formación Peña Negra. Su espesor es de aproximadamente 200 m y se encuentra expuesta en el Alto Tablazo, Cerro Pico Blanco, Cerro San Miguel y en la Quebrada División.

Cabe mencionar que RIVIER (1979) señala que también los sedimentos gruesos de la Formación Pacacua están afectados por este metamorfismo. Asimismo OBANDO (1983) indica cornubianitización en la Formación Coris en los Altos del Tablazo.

### **Formación Lavas Intracañón. (Pleistoceno basal ).**

ECHANDI (1981) la define como lavas andesíticas piroxénicas, intercaladas con tobas, brechas, ignimbritas y mantos de ceniza.

Sobreyace discordantemente a lutitas y areniscas terciarias y al complejo del Aguacate (SPRECHMANN 1984; DENYER & ARIAS, 1991); y está sobreyacida por la Formación Depósitos de Avalancha Ardiente de manera concordante (aunque según se señala existió un intervalo de tiempo que permitió cierta meteorización y erosión).

Su espesor alcanza 280 m y se encuentra aflorando en el cauce del río Virilla, San Antonio de Belén, Puente de Mulas, Linda Vista de Tibás y Planta Eléctrica Brasil de Santa Ana (ECHANDI, 1981).

### **Formación Depósitos de Avalancha Ardiente (Pleistoceno).**

Caracterizada por tobas, coladas de lodos ardientes e ignimbritas. Su espesor máximo es de 150 m. Está sobreyacida concordantemente (SPRECHMANN, 1984) y/o discordantemente (DENYER & ARIAS 1991), por la Formación Barva. Estos materiales se extendieron por casi todo el Valle Central y sus principales afloramientos se observan en los cañones de los ríos Tiribí, Virilla, Ciruelas y algunos tributarios menores (ECHANDI, 1981).

### **Formación Barva. (Pleistoceno - Holoceno).**

ECHANDI(1981) señala que está conformada por coladas de lava andesíticas y andesítica-basálticas. Estas rocas provienen del macizo del Volcán Barva y otros centros de emisión localizados al Este. Está sobreyacida por cenizas, lahares y aluviones recientes. Cuenta con un espesor máximo de 115 m, extendiéndose hacia el sur y suroeste, hasta los cerros de Turrúcares y el valle del Río Grande.

### **Lahares. (Pleistoceno-Holoceno).**

Están constituidos de arcillas, limos y arenas, que engloban fragmentos líticos de todo tamaño, tipo y forma, sin ordenamiento. El espesor puede variar desde pocos metros, hasta 75 m. Los depósitos provenientes de las laderas norte y este del valle (faldas del cerro Zurquí y el Volcán Irazú) se extienden al oeste hasta Pavas y al sur hasta Desamparados (ECHANDI,1981).

### **Coluvios y Aluviones. (Holoceno).**

Los depósitos aluviales están constituidos por bloques de lavas andesíticas, intrusivos y corneanas, sueltos, cementados o semiconsolidados, bien redondeados y poco meteorizados. Estos se encuentran emplazados bordeando ríos y quebradas de pequeñas cuencas hidrográficas (cuenca del Río Uruca) y por lo general son de poco espesor. Los coluvios están formados por materiales sedimentarios, ígneos y metamorfozados, provenientes de los cerros del sur, y en ellos son característicos los grandes bloques densos y duros de rocas intrusivas y cornubianitas, incluidos en una matriz arcillosa y algunas veces arenosa.



Los depósitos coluvio-aluvionales aumentan de espesor hacia los bordes del Valle Central, principalmente en las localidades de Tres Ríos, Tirrasas, Desamparados, Alajuelita, Escazú, Santa Ana, Río Oro y Ciudad Colón (ECHANDI, 1981).

### **2.1.2 Estructura.**

El Valle Central es una cuenca de origen transtensivo caracterizada por sistemas de horst y grábenes, bloques basculados, estructuras en flor y fallamiento normal periférico; así como por plegamiento en echelón y sistemas de fallas de desgarre sintéticas y antitéticas (ASTORGA et al , 1989;1991).

MADRIGAL & ROJAS (1980, en ALVARADO 1984) señalan que en el borde Norte del Valle Central, se reconoce un sistema de fallas muy activo, que favorecen el vulcanismo de tipo fisural, que daría origen a la Cordillera Volcánica Central. Este sistema consiste de una serie de fallas escalonadas que descienden hacia el sur, hasta terminar en el Valle. Como parte de este sistema es mencionado con frecuencia el escarpe de falla San Ramón-Grecia-Alajuela, el cual se remonta hacia el este, hasta las estribaciones ubicadas al sur del macizo del Irazú.

Por su parte, el margen sur del Valle Central también se caracteriza por su origen tectónico. Por ejemplo, desde Paraiso de Cartago hasta Salitral de Santa Ana, la presencia de afloramientos de aguas termales alineadas, con orientación general E-W hacen evidente la presencia de un sistema de fallas ubicado al pie de la Cordillera de Talamanca y de sus estribaciones.

Además está caracterizado, este límite sur del Valle, por una conspicua actividad sísmica, ubicándose las fallas causantes de la misma sobre ríos y quebradas de la zona, mostrándo preferentemente una dirección NE-NW y siendo las soluciones de los mecanismos focales del tipo de desplazamiento de rumbo.

## **2.2. ESTRATIGRAFIA LOCAL.**

### **Formación Pacacua.**

Aflora en los cerros Tapezco, Granadilla, Alto Palomas, Alto Raicero, en la localidad de Bello Horizonte y en varios sectores de los cauces de los Ríos Agres y Cruz (fig. 3).

La evaluación del espesor de los afloramientos, en los Cerros Bandera y Tapezco y la información de los pozos perforados para la explotación de agua, indican un espesor de 1000 m aproximadamente. El contacto inferior de la Formación Pacacua no aflora en el área de Escazú. Su contacto superior es transicional hacia la Formación Peña Negra (fig. 4). Localmente es sobreyacida mediante discordancia angular por la Formación Grifo Alto, por ejemplo al NW de Jaboncillo, (coordenadas 212,4 Latitud Norte y 518,8 Longitud Oeste, Hoja Abra) donde una secuencia de vulcarenitas moradas están sobreyacidas por un flujo ignimbrítico.

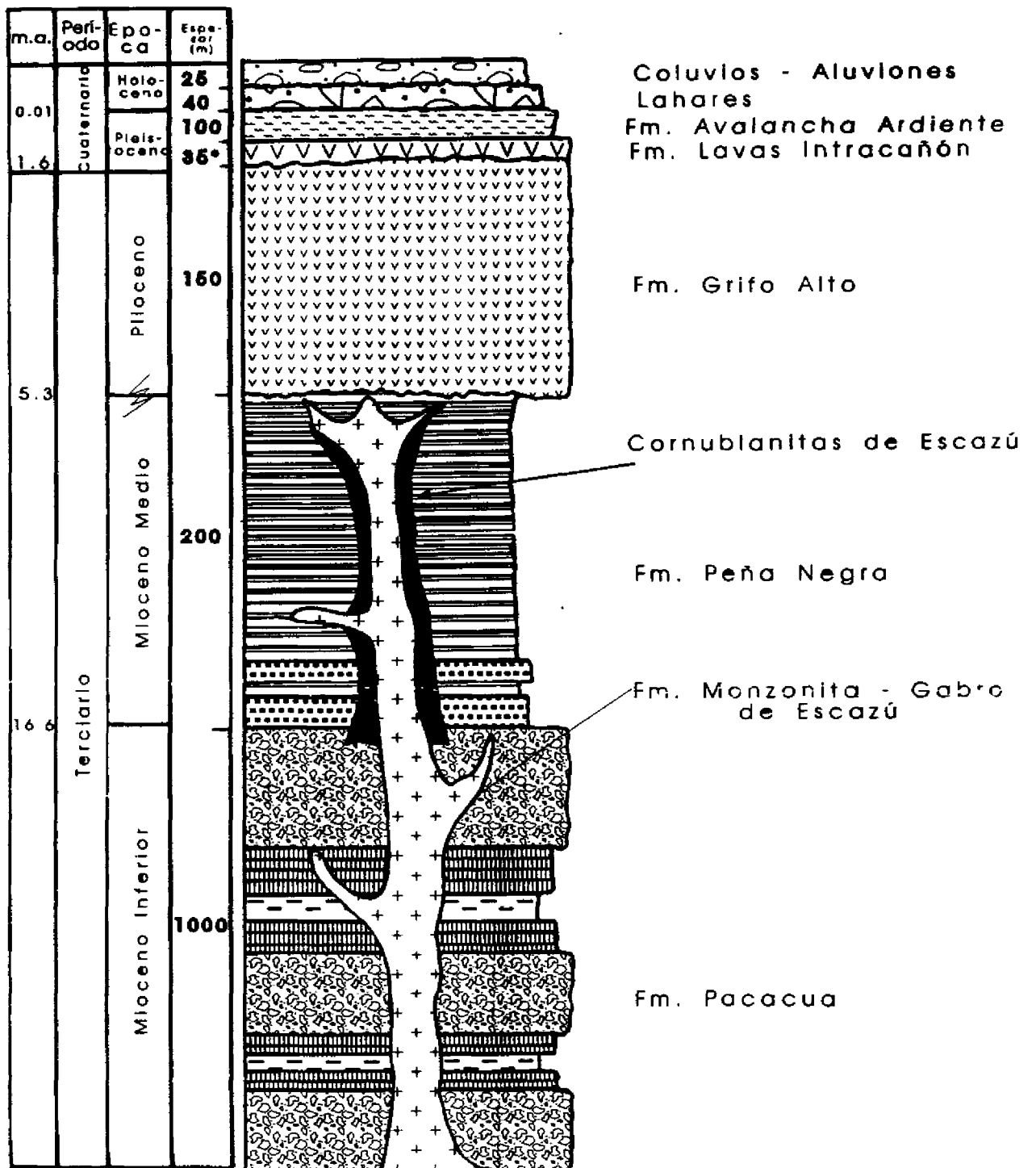


Fig. 4. Columna Estratigráfica Local, Cantón de Escazú.

Macroscópicamente las rocas de la Formación Pacacua son areniscas, brechas y conglomerados fosilíferos. Las areniscas son de color verde en estado sano y de color morado a marrón cuando están alteradas.

Son rocas compactas, con cristales de plagioclasa alterados a arcillas de color blanco (caolín ?) lo que le da un aspecto moteado. Los cristales alcanzan los 2 mm de tamaño y se encuentran envueltos en una matriz de color morado. También se presentan óxidos de hierro, probablemente producto de la alteración de minerales ferromagnesianos.

Las brechas están constituidas por fragmentos de roca (lavas y tobas), cristales de plagioclasa y ferromagnesianos, los cuales están soportados por una matriz arcillosa de color morado. El tamaño de los clastos varía de 2 mm a 3,5 cm. Los elementos tobáceos a causa de la alteración, adquieren un color morado claro hasta blanco, mientras que los elementos lávicos adquieren un color morado oscuro. Los cristales de plagioclasa se alteran a arcillas (caolín ?), adquiriendo un color blanco. Los cristales no muestran una disposición preferencial. A diferencia de las areniscas, estas rocas son bastante desleznables, la simple presión manual puede disgregar los elementos constituyentes. Los fragmentos lávicos son de andesita o basalto.

En los conglomerados fosilíferos, la composición heterogénea le confiere un aspecto moteado, por cuanto los fragmentos de roca volcánica tienen color gris, los óxidos de hierro tienen un color naranja, los elementos tobáceos tienen un color blanco, aunque son de menor tamaño (2-3mm) que los clastos de roca volcánica consolidada. Los fragmentos de conchas, no están bien preservados, aunque si resaltan las costillas y se presentan bastante oxidados. Algunos fragmentos de textura afanítica presentan un núcleo de color morado, mientras que la parte externa es de color blanco. Los extremos de los clastos presentan esfericidad y redondez, lo cual indica cierto retrabajo.

En microscopía estas rocas se clasifican como:

- Wackas feldespáticas: los granos que incluyen plagioclasa, fragmentos de rocas volcánicas y sedimentarias (?), óxidos de hierro, cuarzo y epidota flotan en una matriz arcillosa (ceniza?).

- Arcosas y litarenitas: presentan un empaquetamiento moderado, los granos son subangulares a subredondeados y consisten de plagioclasas, fragmentos de roca volcánica y sedimentaria, cuarzo, piroxenos y óxidos de hierro. La composición y la pobre esfericidad y redondez de los granos, indican una fuente de emisión volcánica cercana al lugar de depositación.

- Vulcanoruditas: los granos que constituyen el esqueleto corresponden a plagioclasas, fragmentos de roca volcánica, óxidos de hierro, epidotas (de forma subangular a subredondeado) y arcillas. La matriz está constituida por arcillas.

- Vulcanoruditas fosilíferas: los granos que constituyen el esqueleto corresponden a fragmentos de roca volcánica (constituyente principal), plagioclasas, óxidos de hierro, cuarzo y fragmentos fósiles.

En el Alto Palomas la unidad está constituida por una alternancia centimétrica de areniscas, brechas gruesas, medias y finas afectadas por fallamiento normal. En el Alto Tapezco se caracteriza por una secuencia estratificada, de areniscas laminadas y brechas finas.

Respecto a las características paleontológicas de la Formación Pacacua, los fósiles recolectados durante el presente estudio han sido determinados en el laboratorio de Paleontología de la Escuela Centroamericana de Geología por la Lic. Teresita Aguilar; corresponden con moldes externos e internos de Bivalvos, pertenecientes al género *Aequipecten* s.p. (*Aequipecten plurinominis?*) *Pecten* s.p..

Desde el punto de vista sedimentológico RIVIER (1979) señala, que esta formación es de ambiente marino somero probablemente costanero, con influencia continental, generada por corrientes de tipo fluvial y por migración de barreras. El material volcánico poco redondeado, grueso y mal clasificado indica poco transporte y una actividad volcánica cercana y sincrónica.

La edad de la formación es Mioceno Medio, con base en microfauna (RIVIER, 1979).

### **Formación Peña Negra.**

Su extensión areal es menor que la de la Formación Pacacua, presentándose en el Cerro Bandera, en la confluencia del Río Uruca con la Quebrada Yeguas (Hoja Abra, coordenadas 207,90 N-518,05 E) y en las cercanías al Alto Palo Campano (fig. 3).

El contacto superior es difícil de identificar por la ausencia de buenos afloramientos.

Está compuesta por una sucesión de unos 200 m de espesor de lutitas negras silíceas y areniscas medias de color café claro a amarillento. Las lutitas corresponden microscópicamente con lodolitas. Granos de cuarzo, plagioclasas, piroxenos, óxidos de hierro, ortosa, clastos volcánicos y caparazones completos o segmentados de microfósiles flotan en una matriz arcillosa. Los microfósiles fueron analizados en el laboratorio de paleontología de la ECG por el método de la sección delgada, habiendo sido identificados las siguientes especies:

*Globigerina concinna* REUSS (Mioceno Medio)  
*Globigerina woodi woodi* JENKINS (Olig Sup-Mioc. Medio)  
*Globigerina regularis* d'ORBIGNY (Mioceno Medio tardío -  
Mioceno Medio superior),

que indican una edad de Mioceno Medio tardío - Mioceno Medio Superior; confirmando lo señalado por RIVIER (1979).

En la confluencia de la Quebrada Yeguas con el Río Uruca, estas rocas tienen estratificación centimétrica.

Las areniscas son de color amarillo naranja, con una pátina café, bastante meteorizadas, sin estructuras sedimentarias visibles, microgranulares, porosas y deleznales. Por lo general se presentan muy diaclasadas, incluso en ocasiones el plano de las diaclasas está cubierto de una pátina de manganeso.

Conforme a DENYER & ARIAS (1991) el ambiente sedimentario de la Formación Peña Negra fue marino y ocurrió, en una cuenca protegida, con escasa influencia de mareas, que localmente pudo tener aporte continental cerca de la desembocadura de ríos. Su color y el fuerte olor a azufre indican un ambiente reductor.

#### **GRUPO AGUACATE.**

##### **Formación Grifo Alto.**

Aflora al Norte de Escazú, en los Cerros Coyotes y Palomas y en la localidad de Honduras en contacto discordante sobre la Formación Pacacua (fig. 3). El contacto superior es difícil de identificar por la mala calidad de los afloramientos, presentándose como cerros aislados rodeados por ignimbritas de la Formación Avalancha Ardiente; infiriéndose un límite discordante entre ambas unidades. Alcanza una potencia de 150 m en el cantón.

En el campo, las rocas de ésta formación se clasifican como lavas andesíticas e ignimbritas. Las lavas en clasificación de campo son andesitas o basaltos, de textura porfirítica, con fenocristales de plagioclasa y piroxenos, estos últimos reemplazados a minerales opacos.

Las ignimbritas están constituidas por fianmes milimétricos hasta centimétricos de color negro, fragmentos pumíceos de color gris orientados y fenocristales de minerales ferromagnesianos, envueltos en una mesostaza gris pumícea.

BARRANTES (1991) indica estructuras piroclásticas tales como shards, fenocristales deformados y fenocristales fracturados. En el cerro Minas señala la presencia en las ignimbritas de fenocristales de plagioclasa biotita, cuarzo y opacos; calcedonia, carbonatos, clorita y óxidos de hierro (como minerales de alteración) y fragmentos de roca encerrados en una mesostaza formada por plagioclasas, opacos y vidrio. En microscopía las lavas son andesitas, con textura porfirítica fluidal, y una mesostaza constiuida por plagioclasas, piroxenos y óxidos de hierro. Los fenocristales corresponden con plagioclasas, augitas, minerales opacos, clorita y calcita ( estos dos últimos como minerales de alteración).

LAGUNA (1985) señala que las rocas volcánicas del Grupo Agauacate son producto de un vulcanismo orogénico, propio de un margen de placas convergente. De acuerdo a DENYER & ARIAS (1991), este vulcanismo fue de tipo explosivo y ocurrió antes de la instauración del arco magmático cuaternario (?).