

RESUMEN

La planificación urbana del Valle Central no ha tomado en cuenta la contribución de la Geología en la utilización racional de los recursos naturales, la protección del medio ambiente y la reducción de los desastres naturales.

La rápida urbanización del Gran Area Metropolitana requiere de estudios interdisciplinarios que involucren a las Geociencias, la Sociología, la Economía y la Ingeniería.

Durante el presente estudio se ha analizado el cantón de Alajuelita, tomando en cuenta los siguientes aspectos:

- Cartografía Geológica.
- Evaluación de Recursos Naturales.
- Características Geotécnicas de los suelos.
- Contaminación Ambiental.
- Amenazas Naturales.

El cantón de Alajuelita está constituido por materiales de edad Terciaria y Cuaternaria, siendo las rocas ígneas del Plio-Cuaternario las que predominan.

En la región se presentan dos juegos principales de fallas de rumbo NW-SE y SW-NE.

El cantón cuenta con recursos naturales tales como: minerales metálicos, minerales no metálicos y aguas superficiales y subterráneas.

Se ha realizado la caracterización física y mecánica de los suelos residuales producto de la meteorización de las litologías presentes.

Las aguas del cantón no se encuentran contaminadas con metales pesados y aunque se consideran de buena calidad, no deben ser utilizadas en forma cruda para el consumo de la población, ya que el contenido de coliformes fecales sobrepasa los límites de las normas de calidad del agua.

Este sector del Valle Central se encuentra sujeto a amenazas naturales como sismos, deslizamientos, caída de cenizas e inundaciones.

INDICE

I. INTRODUCCION.	1
1.1. LOCALIZACION DEL AREA DE ESTUDIO.	1
1.2. RESEÑA HISTORICA DEL CANTON DE ALAJUELITA.	2
1.3. ASPECTOS GEOGRAFICOS.	3
1.3.1. Clima.	3
1.3.2. Capacidad del uso del suelo y fauna.	4
1.3.3. Uso de la tierra.	5
1.4. OBJETIVOS DEL ESTUDIO.	5
II. GEOLOGIA	6
2.1. MARCO GEOLOGICO REGIONAL..	6
2.1.1. UBICACION TECTONICA DEL VALLE CENTRAL	6
2.1.2. ESTRATIGRAFIA DEL VALLE CENTRAL	7
2.2. GEOLOGIA LOCAL	13
2.2.1 ASPECTOS ESTRATIGRAFICOS-SEDIMENTOLOGICOS	13
2.2.2 ASPECTOS ESTRUCTURALES	16
2.2.3 ASPECTOS GEOMORFOLOGICOS	21
2.3. HISTORIA GEOLOGICA DEL AREA DE ALAJUELITA	23
III RECURSOS NATURALES, GEOTECNIA Y MEDIO AMBIENTE.	24
3.1 RECURSOS MINERALES.	24
3.2 CONSIDERACIONES GEOTECNICAS.	30
3.3 CONSIDERACIONES AMBIENTALES.	35
3.4 AMENAZA NATURALES.	45
IV.CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.	53
V.BIBLIOGRAFÍA.	57

I. INTRODUCCION.

Randall Flores.
Manuel Valenciano.

1.1. LOCALIZACION DEL AREA DE ESTUDIO.

El área de estudio corresponde al cantón número diez de la provincia de San José, Alajuelita. Este cantón se encuentra ubicado entre las coordenadas 521.5-527 longitud oeste y 204-112 latitud norte, según en la cuadrícula Lambert Costa Rica Norte de la hoja topográfica ABRA N° 3345I, del Instituto Geográfico Nacional, escala 1:50 000 (IGN,1989) (fig. 1).

La vía de comunicación más importante es la carretera secundaria N° 10, pero además existen otras de menor importancia.

1.2. RESEÑA HISTORICA DEL CANTON DE ALAJUELITA.

En la época precolombina el territorio que actualmente corresponde al cantón de Alajuelita, estuvo habitado por indígenas del llamado reino Huetar de Occidente, que en los inicios de la Conquista eran dominados por el Cacique Garabito.

Los primeros pobladores llegaron a establecerse en los terrenos baldíos, que hoy constituyen la jurisdicción de Alajuelita en el año de 1650.

La referencia más antigua del lugar se remonta a una escritura del 29 de enero de 1767, en la que la sucesión de don Francisco Cascantes y doña María Herrera, vende a don José Miguel de Cervantes, media caballería en el parque que llaman La Lajuela; con los siguientes linderos: "por la parte de Oriente la quebrada que llaman La Lajuela; por la parte del poniente el paso que llaman los Aserrís; por la parte norte del río Tiribí y por la parte sur, el camino que sube el puente del Tiribí al paso real de dicha quebrada de La Lajuela".

El nombre actual del cantón ha evolucionado desde que aparece en los protocolos de San José, en los años de 1799 y 1800, como Lajuelita . Al año siguiente hasta 1804 se llamó Lajuelita y desde 1806, se le conoce como Alajuelita.

En el registro de linderos de los barrios y cuarteles del Departamento de San José del 30 de noviembre de 1841, el presente cantón de Alajuelita era una barrio con los cuarteles:El Santuario, Caracas, El Tejar, El Molino y Aserrí.

La construcción de la primera ermita fue de adobes, obra que se inició en 1835 y se concluyó dos años después.

En 1841 los vecinos del barrio elevan solicitud al Jefe de Estado de esa época, don Braulio Carrillo Molina, para que se le nombre un sacerdote. Petición que se concedió en febrero de 1845, cuando se erigió la parroquia, bajo la advocación del Santo Cristo de Esquipulas, nombrándose como sacerdote a don José Antonio Morales. La edificación del actual templo se consagró el 1 de enero de 1906 durante el episcopado de Monseñor Don Juan Gaspar Stork Werth, tercer Obispo de Costa Rica, iglesia que en este momento es sufragánea de la Arquidiócesis de San José de la Provincia Eclesiástica de Costa Rica. La iglesia de Santo Cristo de Esquipulas fue declarada Santuario nacional el 15 de Enero de 1907, por el Papa Pío X.

La primera escuela se construyó en 1855, en el gobierno de don Juan Rafael Mora Porras; localizada en el terreno frente al costado oeste de la esquina suroeste del presente parque de la ciudad de Alajuelita. En 1925 se edificó un nuevo centro educativo, en la segunda administración de don Ricardo Jiménez Oreamuno; con el nombre de Escuela Napoleón Quesada; luego se denominó Abraham Lincoln. El Liceo de Alajuelita, inició sus actividades docentes en 1972, en el segundo gobierno de don José Figueres Ferrer.

El 4 de junio de 1909 se llevó a cabo la primera sesión del Consejo de Alajuelita, integrado por los regidores propietarios, señores Antonio Gómez, Presidente; Sebastián Rojas, Vicepresidente; y Vicente Gamboa, Fiscal. El secretario municipal fué don Teófilo Rivera Gutiérrez y el Jefe Político don Ismael Rojas Monge.

La cruz de hierro con una altura de 26 m, ubicada en la cima del Cerro San Miguel, fue construida en 1933 por iniciativa del presbítero don Rosendo Valenciano. Monumento que se inauguró el 8 de julio de 1934 y en 1984 comenzó a funcionar su iluminación eléctrica.

En relación con el origen del nombre del cantón existen dos versiones populares. Una se refiere a que la palabra Lajuela se deriva de laja, ya que el río Alajuela que nace en las laderas del Alto de Palo Campano, tiene en ciertos sectores de su cauce piedra laja. Otra versión, es que su nombre se debe a una forma cariñosa de llamar en diminutivo, a la tierra de donde se supone provenían la mayoría de sus pobladores en un principio, es decir La Lajuela, hoy Alajuela.

1.3. ASPECTOS GEOGRAFICOS.

1.3.1. Clima.

El cantón se localiza en la vertiente del Pacífico y se caracteriza por tener una época seca bien definida de diciembre a abril y otra lluviosa de mayo a noviembre.

Los factores que determinan el comportamiento del régimen de precipitación del pacífico son: flujo alisio, brisas del mar, oestes ecuatoriales, zona de confluencia intertropical y la presencia de fenómenos de tipo ciclónico en el Caribe.

El clima imperante en la región es de tropical lluvioso a seco, debido al régimen de lluvias a la que está sometida. En todo el Valle Central los vientos alisios predominan desde diciembre hasta abril, con altas velocidades y dirección E y NE (ZARATE, 1978 y 1980). Desde mayo hasta noviembre las brisas del Pacífico chocan contra los alisios (con velocidades menores a la de la época seca y con dirección SW y W) dentro del Valle y provocan las lluvias, siendo los meses más lluviosos setiembre y octubre, con un promedio anual de lluvias de 340.5 mm y 275.6 mm respectivamente, y un promedio de lluvias de aproximadamente 160 días al año (RAMIREZ, 1983).

Entre julio y agosto hay una ligera predominancia de los alisios, que provocan la canícula de medio año, conocida como el "veranillo de San Juan", ya que se caracteriza por presentar por unos días condiciones de la época seca.

La época seca se presenta en los meses de enero, febrero y marzo, con valores muy bajos de precipitación (menores a 27 mm), disponiéndose de aproximadamente de 200 días secos durante todo el año. Durante esta época se registran vientos predominantemente del E y NE con velocidades máximas de hasta 44 km/h (RAMIREZ, 1983).

El promedio de temperaturas anual en el cantón es de 17.5-20°C. , siendo el mes más caliente abril y el más frío octubre. Tomando en cuenta la distribución de temperaturas con respecto a las horas, las temperaturas más bajas se dan entre las 24 y las 5 horas, y la más alta se presenta entre las 11 y las 12 horas (dependiendo de la época que se esté).

1.3.2. Capacidad del uso del suelo y fauna.

La planificación del uso de la tierra tiene como objetivo promover un uso sostenido de su recurso, a la vez que representa obtener una productividad máxima de las unidades que lo constituyen sin causar deterioro del mismo.

Un 29% de la superficie del cantón de Alajuelita, entre las localidades de San Josecito y San Antonio, lo mismo que en la población del Llano; son aptas para los cultivos permanentes de tipo semibosque , ganadería o utilización racional del bosque.

El sector norte del cantón, en las proximidades de Alajuelita centro, San Felipe y Concepción así como la Verbena, constituyen un 25% de la región, que debido a algunos factores limitantes severos para ciertas labores o usos posibles , obligan a una selección muy cuidadosa de su uso.

El suroeste de Alajuelita, cerros Cedral, Rabo de Mico y las nacientes del río Lajas, representan un 21% de la región y se destinan únicamente a la protección de cuencas hidrográficas, vida silvestre, lo cual constituye un refugio para diversas especies, ya que presentan limitantes o condiciones tan severas como alta susceptibilidad de los terrenos a la erosión así como de pendientes muy fuertes.

El área comprendida entre el Cerro San Miguel hasta la confluencia de la Quebrada Azahar y el Río Poás, que constituye un 17% del cantón, presenta limitantes que la tornan apta únicamente para la utilización racional del bosque, dentro de las cuales tenemos: cedro, pino, poro, robles, y otros que son aptas mediante técnicas especiales de extracción.

Pequeños sectores de la región en la parte norte de la misma, próximos al límite, que representan un 80% de Alajuelita, son aptos para cualquier uso, sin embargo se requiere de una selección más cuidadosa de los cultivos y actividades a desarrollar.

1.3.3. Uso de la tierra.

El uso del suelo en el cantón es poco variado y dominan en ella las actividades agropecuarias dedicadas principalmente al cultivo del café y a la ganadería en donde se cuenta con amplias extensiones dedicadas a la alimentación de ganado vacuno y ovino. Además, de los dos usos anteriores (pastos y café), el tercer uso de la tierra lo constituye el bosque natural, el cual se encuentra en las partes más altas del cantón.

1.4. OBJETIVOS DEL ESTUDIO.

- Cartografiado geológico, análisis estructural e historia geológica del cantón de Alajuelita.
- Evaluación de los recursos naturales.

- Cuantificación de los parámetros geotécnicos de algunas unidades geológicas.
- Exposición de la calidad química del agua superficial.
- Determinación de las características de los desechos sólidos municipales de un sector del cantón.
- Identificación de las posibles amenazas naturales.

II. GEOLOGIA

Randall Flores
Manuel Valenciano

2.1. MARCO GEOLOGICO REGIONAL.

2.1.1. UBICACION TECTONICA DEL VALLE CENTRAL.

El Valle Central se encuentra en la parte central de Costa Rica, a algunos kilómetros al NW del punto triple entre las placas de Cocos, Caribe y Nazca.

El mismo se presenta en una cuenca intermontana, ubicada dentro del Arco Magmático. Esta depresión está limitada al Norte, por la culminación S-SE de la Cadena Volcánica Central, en la cual se diferencian varios volcanes activos actualmente (Poás e Irazú) y otros en tiempos históricos como el Volcán Turrialba. Este arco volcánico está constituido por productos volcánicos de edad pleistocénica (KRUSHENSKY, 1972, 1976).

El borde S-SE del Valle Central lo conforma la Cordillera de Talamanca, la cual está constituida principalmente por rocas ígneas y en menor proporción sedimentos del Terciario (DENGO, 1962).

El levantamiento de la Cordillera de Talamanca se inició desde el Mioceno (RIVIER, 1979), no obstante la aceleración del mismo, así como el fin del volcanismo en la zona ocurrió al iniciarse la subducción de la dorsal de Cocos hace aproximadamente 1 ma.

El Valle Central constituye una zona deprimida, cuyo relleno final corresponde con productos volcánicos Cuaternarios que recubren a los depósitos sedimentarios terciarios.

La historia de sedimentación en esta cuenca de origen transgresivo que constituye el Valle Central, se inició a partir del Oligoceno (57.8-23.7 ma) y fué sucedida desde el Mioceno Superior por una secuencia volcánica-intrusiva. Dicha cuenca se caracteriza por un conspicuo sistema de fallamiento periférico (ALVARADO, 1984).

Desde el punto de vista geodinámico el Valle Central constituye una depresión tectónica localizada hacia la parte central del arco interno volcánico-plutónico a manera de una cuenca de intraarco (sensu Dickinson, 1974).

2.1.2. ESTRATIGRAFIA DEL VALLE CENTRAL.

El relleno sedimentario del Valle Central está representado por una serie marina somera (ALVARADO, 1982; OBANDO, 1983; AGUILAR en SPRECHMANN, 1984; SPRECHMANN, 1984; RIVIER, 1987; DENYER & ARIAS, 1991 y ASTORGA et al., 1989, 1991) depositada entre el Oligoceno y el Mioceno Superior que incluye a las unidades litoestratigráficas Caraigres, Pacacua, Tranquerillas, Peña Negra, Turrúcares, Coris y San Miguel, definidas por diversos autores: SPRECHMANN (1984), RIVIER (1987) Y DENYER & ARIAS (1991). Sin embargo posibles casos de traslado o redefinición de las unidades litoestratigráficas aquí mencionadas, no son analizadas en el presente trabajo, no obstante la edad y duración de la sedimentación marina somera del Valle Central es común a todos los autores mencionados.

Esta sedimentación marina es sucedida por la depositación de una potente serie volcanogénica que involucra vulcanitas y depósitos volcanoclásticos (Grupo Aguacate) y que junto con una intensa actividad plutónica (Grupo Comagmático de Talamanca (BERRANGE, 1977) Formación Monzonita-Gabro de Escazú (KUSSMAUL & SPRECHMANN, 1984) señalan la ocurrencia de un importante evento magmático para la región en el Mioceno Superior. Este plutonismo dió lugar a metasomatismo (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., 1987; 1991). Esta actividad está indicada por la depositación de las Formaciones Lavas Intracañón, Avalancha Ardiente, Formación Barba y Lahares

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

En el Valle Central están presentes las siguientes unidades estratigráficas:

FORMACION 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 las areniscas volcánicas, calcáreas y areniscas tobáceas con tobas conglomerádicas. En la base de la Formación Pacacua, DENYER & ARIAS (1991) definen a estos materiales como Formación Caraigres).

El ambiente de sedimentación de las calizas de Parrita corresponde a lóbulos bioclásticos ubicados en una laguna con circulación abierta. Se le asigna un espesor de 150 m, en la Quebrada Concha. Aflora cerca de los poblados de Parritilla, San Francisco, en la base del Cerro Dragón, Quebrada Concha y Alto Araña (RIVIER & CALVO, 1988).

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 de poca profundidad mientras ocurría la depositación. 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, Aserri (ALAN, 1978 en AGUILAR, 1984).

SPRECHMANN (1984) adopta el criterio de eliminar la Formación Terraba del Valle Central y se le integra en la Formación Pacacua. Todas las series rítmicas continentales deben ser agrupadas en litofacies cartografiables. Por lo tanto el Miembro Tranquerillas queda incluido dentro de la Formación Pacacua.

FORMACION CARAIGRES (Oligoceno - Mioceno Inferior).

Está compuesta por interestratificaciones de areniscas verdosas y/o grises de granulometría variable, y brechas. Los espesores son variables entre 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).

FORMACION PACACUA (Mioceno Inferior).

De acuerdo a DENYER & ARIAS (1991) está caracterizada por estratificaciones de areniscas volcánoclasticas (finas y gruesas) tobas, tobitas y brechas finas y gruesas, además se presentan diques de diabasa. 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: CASTILLO (1969) definió la Formación Pacacua y señala que se encuentra subyacente en forma discordante por la Formación Terraba y que exhibe una discordancia angular con las rocas volcánicas recientes del Terciario-Cuaternario del Valle Central; además le asigna una edad Mioceno 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 las Formaciones 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: Unidad inferior y la Unidad superior. Sobreyace a la Formación Terraba (Oligoceno) y se le asigna una edad Mioceno Medio Superior. SPRECHMANN (1984) integra las litofacies de la Formación Terraba en la Formación Pacacua al igual que el miembro Tranquerillas.

FORMACION PEÑA NEGRA (Mioceno Medio).

Definida por DENYER & ARIAS (1991) la sección inferior consta de un secuencia de areniscas medias y finas; la sección media como lutitas y areniscas finas de color negro y la unidad superior con intercalaciones guijarrosas, estratos de caliza y vulcarenitas mal estratificadas. Sobreyace concordantemente y en contacto gradual a las Brechas Verdes Coyolar. Es lateral a la Formación San Miguel. Sobreyacida y equivalente lateral de la Formación Coris y la Formación Turrúcares. Está sobreyacida en discordancia litológica por la Formación Grifo Alto, Lavas Intracañón, Depósitos de Avalancha Ardiente. La sedimentación de la parte media estuvo dominada por periodos anóxicos en una cuenca marina protegida y escasa influencia de mareas. Localmente pudo haber influencia del continente. Tiene un espesor de 1200 m, y se presenta en las Hojas topográficas Abra, Río Grande, Candelaria, Carraigres y Tapantí.

FORMACION TURRUCARES (Mioceno Inferior- Mioceno Superior).

CASTILLO (1969) la describe constituida por areniscas y conglomerados calcáreos fosilíferos, MONTERO (1975, en DIAZ, 1984) le atribuye tobas e ignimbritas, además infiere un ambiente de depositación de transición marino continental. Además expresa un contacto inferior concordante con el Miembro Tranquerillas. DENYER & ARIAS (1991) señalan que es sobreyacida concordantemente por la Formación La Cruz. FISCHER (1981 en SPRECHMANN 1984), considera que las rocas de esta formación reflejan cambios entre fases de sedimentación muy rápida y otras de no sedimentación, durante las cuales se implantó una rica fauna bentónica, además una costa rocosa no demasiado distante aportó 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).

FORMACION SAN MIGUEL (Mioceno Inferior- Mioceno Medio) .

Descrita por CARBALLO (1978) y CARBALLO & FISCHER (1979) como calizas bioclásticas, calizas cristalinas, calizas nodulares, areniscas calcáreas, areniscas conglomerádicas, conglomerados brechoides y lutitas. RIVIER (1979) señala que la Formación Pacacua sería el equivalente lateral de la Formación San Miguel y probablemente la unidad inferior es sobreyacida concordantemente por la citada formación. Mientras que el contacto superior entre la Formación San Miguel y La Formación Coris según CARBALLO & FISCHER (1979) en GOMEZ (1984) se presenta de dos maneras casi opuestas. La primera es un contacto brusco y la segunda es un cambio gradual de la litología, que se caracteriza por un enriquecimiento lento en detrito con alto porcentaje de cuarzo. El ambiente de sedimentación fue marino tropical, de escasa profundidad, turbulento, limpio, distante de la costa, con predominio de períodos de rápida sedimentación, interrumpidos por lapsos de no depositación. 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.

FORMACION 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. El Grupo Aguacate y las rocas volcánicas, lahares y aluviones poseen un contacto discordante con ésta formación (CASTILLO, 1969). FRANCO (1978) en PIZARRO (1984) señala que el ambiente fue de tipo marino de salinidad normal con tres facies características: a) facies marina, b) facies de poca profundidad y c) facies terrestres. 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 Aserrí; 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 andesítico basálticas, intruidas por diques de basalto. Descansa discordantemente sobre las formaciones Turrúcares y Coris y está sobreyacido en forma 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 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 y angulares. El espesor puede sobrepasar los 1000 m. Aflora al E y NW de Carraigres, N de Candelaria, de manera dispersa en la Hoja Abra, y extensamente en la Hoja Río Grande.

FORMACION MONZONITA-GABRO DE ESCAZU (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) y en el área de Monterrey (Hoja Carraigres) (DENYER & ARIAS, 1991).

CORNUBIANITAS DE ESCAZU (Mioceno Superior Terminal).

Las rocas de esta unidad son producto del metamorfismo de la Formación Peña Negra (DENYER & ARIAS 1991). OBANDO (1983) advierte también la existencia de metamorfismo en la Formación Coris en los Altos del Tablazo.

Su espesor no sobrepasa los 200 m, distribuyéndose en el Alto Tablazo, Cerro Pico Blanco, Cerro San Miguel y en la Quebrada División (DENYER & ARIAS, 1991).

Cabe mencionar que RIVIER (1979) señala que también los sedimentos gruesos de la Formación Pacacua están afectados por este metamorfismo.

FORMACION LAVAS INTRACAÑON (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); 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 de Brasil (Santa Ana).

FORMACION DE DEPOSITOS DE AVALANCHA ARDIENTE (Pleistoceno).

Caracterizada por tobas, coladas de lodos ardientes e ignimbritas (ECHANDI, 1981). Su espesor máximo es de 150 m.

Está sobreyacida concordantemente (SPRECHMANN, 1984) y/o discordantemente (DENYER & ARIAS 1991), por la Formación Barba. 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).

Se distribuye al N y NW del Valle Central (DENYER & ARIAS, 1991).

FORMACION BARBA (Pleistoceno - Holoceno).

ECHANDI (1981) señala que esta conformada por coladas de lava andesíticas y andesítico-basálticas. El mismo autor indica que estas rocas provienen del macizo del Volcán Barba 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 por conglomerados y brechas desorganizadas con matriz arcillosa, limos y/o arenas, que engloba clastos líticos polimícticos y polimorfos.

El espesor puede variar desde pocos metros, hasta 75 m. Los depósitos provenientes de las laderas norte y este de la Cordillera Central (faldas del cerro Zurquí y el Volcán Irazú) se extienden al oeste hasta Pavas y al sur hasta Desamparados (ECHANDI, 1981).

COLUVIOS Y ALUVIONES (Pleistoceno - Holoceno).

Los depósitos aluviales están constituidos por bloques de lavas andesíticas, intrusivos y corneanas, disgregados y cementados o semiconsolidados, bien redondeados y poco meteorizados. Se distribuyen a lo largo del cauce de ríos y quebradas de pequeñas cuencas hidrográficas (p.e cuenca del río Limón) y por lo general son de poco espesor.

Los coluvios están formados por materiales sedimentarios, ígneos y metamorfizados, provenientes de los cerros al sur del valle, 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, Tirrases, Desamparados, Alajuelita, Escazú, Santa Ana, Río Oro y Ciudad Colón (ECHANDI, 1981). Las relaciones estratigráficas de las formaciones mencionadas se muestran en la figura 2.

2.2. GEOLOGIA LOCAL.

2.2.1 ASPECTOS ESTRATIGRAFICOS - SEDIMENTOLOGICOS.

FORMACION PACACUA.

La Formación Pacacua aflora en el sector NW del cantón de Alajuelita como una faja alargada en el sentido SE (fig. 3).

Esta constituida por alternancias de Areniscas finas, con intercalaciones de material tobáceo, con brechas finas y gruesas de color morado. Las brechas que alcanzan los 200 m de espesor se caracteriza por la presencia de clastos de tamaño centimétrico, de origen volcánico y terrígeno.

Los clastos de composición volcánica son de granulometría gruesa, poco redondeados y se engloban en una matriz tobácea, lo cual indica poco transporte y una actividad volcánica fue cercana y sincrónica. Hacia el techo de la formación son frecuentes las intercalaciones de material tobáceo. El contacto superior con la Formación Peña Negra es transicional y angularmente discordante con la Formación Grifo Alto.

Dos excelentes afloramientos, tanto del contacto inferior como del contacto superior, se pueden observar en la localidad de la Finca La Verbena, cuyas coordenadas son según la cuadrícula Lambert Costa Rica Norte, 210.5 Latitud Norte, 523.5 Longitud Oeste y 210.7 Latitud Norte, 522.5 Longitud Oeste de la Hoja Topográfica ABRA, respectivamente.

La secuencia inferior se caracteriza por una potente brecha gruesa de clastos centimétricos, de color morado y verdoso. El contacto superior es transicional con la Formación Peña Negra con intercalaciones de brechas finas, los cuales conforman los estratos de mayor espesor, con areniscas muy finas y limosas con intercalaciones de material pumíceo, que gradan a lutitas típicas de la formación sobreyacente.

RIVIER (1979) señala que esta formación es producto de una sedimentación de tipo costero con influencia continental, en donde se dio la formación de barreras y corrientes de tipo fluvial. El material volcánico es poco redondeado, grueso y mal clasificado lo que implica poco transporte, además de una actividad volcánica cercana.

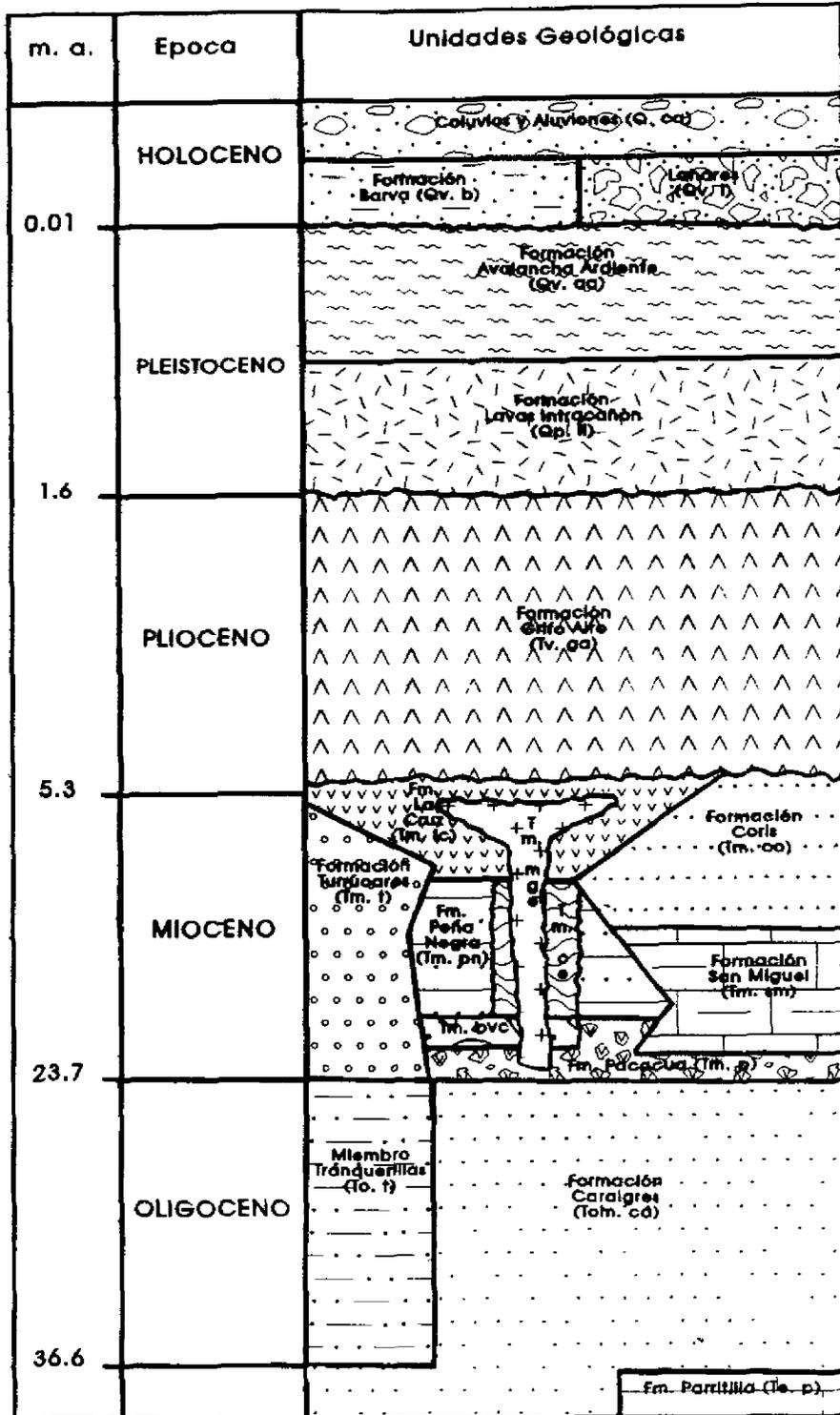


Fig. 2. Columna estratigráfica regional.

FORMACION PEÑA NEGRA.

Al oeste del cantón de Alajuelita afloran las rocas de la Formación Peña Negra (fig. 3), caracterizada por la presencia de lutitas de color negro, silíceas, interestratificadas con areniscas muy finas que frecuentemente presentan un alto grado de meteorización. Petrográficamente estas areniscas se clasifican como wackas y areniscas cuarzosas.

Regional y localmente esta formación presenta un contacto transicional hacia la Formación Pacacua subyacente, por ejemplo en las localidades del Alto Palo Campano, Arcángeles y San Antonio.

El ambiente de depositación fue principalmente en una cuenca protegida y de tipo marino (plataforma interna) con escasa influencia de mareas.

El color, la fábrica y características bioquímicas tales como el fuerte olor azufrado indican que al menos de manera parcial, la misma se depositó en un ambiente anóxico o reductor y donde localmente pudo haber sido influenciado por aportes del continente (DENYER & ARIAS, 1991).

GRUPO COMAGMATICO INTRUSIVO DE TALAMANCA.

Formación Monzonita-Gabro de Escazú.

El intrusivo de Escazú se presenta como un gran cuerpo concordante con la Formación Peña Negra. Aflora en la parte S-SE del área, con una extensión de aproximadamente 60 km² (fig. 3). Consiste principalmente de gabros y granodioritas, siendo los minerales más comunes el cuarzo, biotita, piritita, y donde este tipo de roca petrográficamente muestra muchas relaciones de diferenciación magmática de la masa intrusiva, caracterizadas por rocas de aspectos más finos. Las facies granodioríticas son las rocas de mayor distribución areal. Sin embargo las mayores exposiciones se encuentran al este del Cerro San Miguel, donde predominan las facies monzodioritas.

OBANDO (1983 y 1985) distingue dos facies importantes, una facies de composición gabroica hacia el borde del intrusivo y otra anterior de composición monzonítica. Se presentan como stocks, diques e inclusiones.

DENYER & ARIAS (1991) indican que el mecanismo de emplazamiento de las rocas intrusivas fue de un ascenso lento, utilizando fallas pre-existentes y donde la perturbación tectónica fue prácticamente mínima. En cuanto a las relaciones petrológicas, la forma de ascenso y el tipo de metamorfismo atestiguan un emplazamiento a temperaturas relativamente bajas, con mínima asimilación.

BERGOEING (1982) indica una edad de $5,33 \pm 0,61$ ma (Plioceno Temprano). SAENZ (1982 en ALVARADO et al., 1990) indica una edad de 7,2 ma.

CORNUBIANITAS DE ESCAZU

Estas rocas se encuentran bien expuestas en el Cerro San Miguel y a lo largo del cauce del Río Agres, así como en las partes más altas de las divisorias que conforman este cerro (fig. 3).

Estas fueron originadas por un fuerte metamorfismo de contacto que afectó a las rocas de las formaciones Pacacua, Peña Negra y Coris, esta última descrita por OBANDO (1983). Las mismas sufrieron modificaciones en su composición química y en su estructura a causa del sobrecalentamiento producido por el cuerpo intrusivo.

Esta tipo de fenómeno se caracteriza por presentar una dispersión subhorizontal y de formar una aureola de alteración alrededor del cuerpo intrusivo. Las cornubianitas se caracterizan por ser rocas muy duras y estratificadas, con fractura concoidea, y además son rocas que al igual que las intrusivas son sumamente resistentes a la meteorización.

La horizontalidad de las corneanas en los Cerros de Escazú, indica que el intrusivo ya estaba emplazado cuando ocurrió el basculamiento (DENYER & ARIAS, 1991), sin embargo el intrusivo fué el causante de las transformaciones de rocas de las formaciones adyacentes en este tipo de litología.

FORMACION CORIS

La Formación Coris se presenta en los sectores E y NNE (fig. 3), aflorando en forma tabular con ciertos acuñamientos y caracterizados por la presencia de tobas y lutitas carbonosas estratificadas y en un estado avanzado de meteorización.

Ejemplos de este tipo de litología la podemos encontrar en la localidad de Concepción de Alajuelita y en el límite oeste con el distrito de Poás de Aserrí y en el Río Poás, los cuales son poco típicos y constituyen los últimos representantes de esta formación al sur del Valle Central.

Según FISHER & FRANCO (1979) el ambiente de depositación varía de litoral a terrestre con facies volcánicas bien establecidas.

FORMACION DE DEPOSITOS DE AVALANCHA ARDIENTE.

Se presentan hacia el NNW del cantón de Alajuelita en las localidades de la Finca La Verbena y la Aurora (fig. 3).

Consiste de ignimbritas, las cuales contienen gran cantidad de flujos piroclásticos con pequeños fiames de obsidiana y de pómez. Dichas ignimbritas se encuentran localmente bastante fracturadas y diaclasadas y además presentan una alta meteorización.

WILLIAMS (1952) considera el origen de estas ignimbritas como fisural, sumergidas en la base de los volcanes actuales.

Sin embargo KUSSMAUL (1988) propone que los flujos piroclásticos y la frecuencia de las faces soldadas aumentan hacia el lado W del valle, de manera que no podrían provenir de las faldas de los estratovolcanes actuales.

DENYER & ARIAS (1991) proponen que tomando en cuenta la distribución espacial, la variación en el espesor y el modelo de la evolución magmática, las ignimbritas fueron emitidas a partir de varios centros ubicados en una franja al NW-SE, que se extienden desde San Gabriel, Cerro Minas y hasta Atenas.

Fue descrita por WILLIAMS (1952) y luego denominada Formación Tiribí (ECHANDI, 1981), nombre que debe ser abandonado, debido al criterio de prioridad según KUSSMAUL & SPRECHMANN (1984).

LAHARES y CENIZAS

En las zonas más bajas del área de estudio afloran depósitos de lahares y cenizas (fig. 3), provenientes de los aparatos volcánicos de la Cordillera Volcánica Central. Estos depósitos se localizan en los alrededores de la población de Alajuelita y son cortados por el río Tiribí.

Estos lahares tienen una composición altamente heterogénea, con fragmentos volcánicos que alcanzan tamaños métricos de litología del tipo andesítico con una matriz arcillosa a arenosa.

DEPOSITOS RECIENTES (Aluviones y coluvios)

Depósitos con forma de abanico, cuya base se disgrega de las montañas de los cerros de Escazú (fig. 3). Estos abanicos son coluvio-aluvionales, cuyo origen se debe a la erosión y a la caída de materiales de los cerros adyacentes. Contienen bloques de productos lávicos, intrusivos y de cornubianitas.

2.2.2 ASPECTOS ESTRUCTURALES.

En el área de estudio los rasgos estructurales principales son el fallamiento y el diaclasamiento.

FALLAMIENTO

En la zona de estudio se reconocieron aproximadamente 7 fallas importantes (fig. 3). Estas fallas fueron trazadas usando criterios geomórficos, fotogeológicos y geológicos en general y en base a información de trabajos de autores anteriores como DENYER & MONTERO, (1988) y ARIAS & DENYER, (1991).

Del número de fallas determinadas en la zona de Alajuelita, dos de ellas fueron reconocidas por los autores antes mencionados y el resto de estas (5), durante el presente estudio geológico.

(A) FALLA HIGUITO: esta falla ha sido determinada por ARIAS & DENYER, (1991). Presenta una longitud aproximada de 15 a 20 km, posee un rumbo NW-SE y se encuentra casi en su totalidad cubierta(fig.3).

La determinación o reconocimiento de esta falla ha sido realizada basándose en alineamientos geomorfológicos, correspondencia con diaclasas, distorsión en los buzamientos y evidencias en los afloramientos, así como en la comprobación con el modelo teórico de esfuerzos propuestos por los autores anteriores.

El movimiento hipotético de esta falla es predominantemente transcurrente dextral, aunque cuenta con una componente vertical, donde el bloque SW ha ascendido con respecto al bloque NE. La Falla Higuito corta en el cantón de Alajuelita a los depósitos de lahares y de ceniza, así como a la Formación de Depósitos de Avalancha Ardiente.

(B) FALLA τ : ésta es reconocida por ARIAS Y DENYER, (1991). Es una falla que se evidencia por su alineación geomorfológica y por su correspondencia con diaclasas y con los modelos teóricos estructurales definidos para esta zona(fig. 3). El movimiento de esta falla se infiere como transcurrente dextral.

La falla posee un rumbo NW-SE, y se ubica hacia la parte central y norte del cantón y tiene una extensión de aproximadamente 3-5 km. Según ARIAS & DENYER (1991) la misma constituye un límite estructural entre las Formaciones Pacacua y Peña Negra. Sin embargo, nosotros encontramos que el contacto interformacional mencionado, es sedimentario y que la falla corta a través de la Formación Peña Negra únicamente (fig. 3 y perfil #1).

(C) FALLA RIO AGRES: es inferida por la morfología rectilínea del río, forma una cuña con otras posibles fallas en la quebrada Londres. Posee un rumbo NW-SE y NE-SW, una extensión aproximada de 2.5 km y un alto ángulo de inclinación(fig. 3). En el bloque ascendido (SW) son frecuentes los deslizamientos de suelo.

Esta falla corta rocas de la Formación Monzonita-Gabro de Escazú y de las Cornubianitas de Escazú.

(D) FALLA VERBENA: presenta un rumbo E-NE, con una extensión de aproximadamente 0.5 a 1.5 km a nivel muy local en comparación a los demás alineamientos; se ha medido un desplazamiento vertical de 80 cm a 1.0 m, en donde el bloque SE (Fm. Pacacua) ascendió con respecto al bloque NW (Depósitos de Avalancha Ardiente)(fig. 3). Estas fallas limitan un pequeño dique de aproximadamente 7 m de ancho.

(E) FALLA RIO POAS: esta falla se alinea con el Río Poás, tiene un rumbo NNE-SW y una extensión de aproximadamente de 1.5-2 km(fig. 3). Su reconocimiento o determinación ha sido con base en criterios geomorfológicos (linealidad con el río) y por evidencias en afloramientos.

El tipo de movimiento inferido es transcurrente sinistral, presentando evidencias de desplazamientos de unidades y de actividad hidrotermal importante. Esta falla corta rocas de la Formación Monzonita-Gabro de Escazú y está cubierta por los depósitos aluvionales.

(F) FALLA LIMON: se infiere de acuerdo a criterios geomorfológicos, pues se encuentra alineada con el río Limón. Tiene un rumbo NE-SW y una longitud de aproximadamente 1.5 km (fig. 3).

No presenta evidencias de desplazamiento de unidades y menos de actividad hidrotermal.

(G) FALLA GUACAMAYA: esta falla se presenta como un claro contacto entre el relleno coluvial y la Fm. Coris(fig.3). Dado que corta el relleno coluvial, indica que es una falla reciente (neotectónica). Presenta un rumbo NW-SE, con una extensión de aproximadamente 1 km, y con un desplazamiento observado de 44 a 53 cm. Por su rumbo podemos decir que se encuentra controlada por los esfuerzos compresivos a la que están sometidas las fallas más importantes (rumbo NW-SE).

DIACLASAMIENTO

El tipo de diaclasamiento observado en el campo, indican diaclasas generalmente de cizalla y en algunos casos rellenas frecuentemente con crecimiento de cuarzo o calcita.

Las diaclasas se presentan en juegos con dos orientaciones preferenciales NW-SE y NNE-SW.

Por medio de los programas ESCAM, ROSA y SPLOT86, se analizaron alrededor 101 datos sobre diaclasas y 33 datos sobre direcciones de buzamiento. El análisis de estos datos se realizó sin separarlos por formaciones, dada su poca cantidad y el corto espacio de tiempo que cubren las rocas en que fueron tomados. En las figuras 4, 5 y 6 se pueden apreciar las rosas asimétrica y simétrica, así como los diagramas de contornos de los planos de diaclasas y direcciones de buzamientos analizados.

La rosa asimétrica de las diaclasas presenta un 14.71% con un rumbo NE-SW (fig. 4). Las direcciones de buzamiento son predominantemente hacia el N-NE con un buzamiento promedio máximo de un 18.18% y con un valor de 77-80° (fig. 6).

CUERPOS INTRUSIVOS (DIQUES)

El cuerpo plutónico del Intrusivo de Escazú, se clasifica como un stock. De este cuerpo plutónico se originan principalmente diques, los cuales cortan a las rocas de las formaciones Pacacua y Depósitos de Avalancha Ardiente. Poseen anchos de aproximadamente 6.5 m y a su vez son limitados por fallas.

La posición subhorizontal de las cornubianitas muestran que el intrusivo no ha plegado a las rocas sedimentarias. Las mismas muestran un fuerte fracturamiento y una orientación general NW-SE.

ALINEAMIENTOS BASADOS EN MECANISMOS FOCALES.

MONTERO & DEWEY (1982) han determinado mecanismos focales compuestos para temblores ocurridos dentro del Valle Central, encontrando que el fallamiento es predominantemente de desplazamiento de rumbo, con dos posibles direcciones: una de rumbo NNW y la otra de rumbo ENE.

Por su parte MONTERO & MORALES (1984) estudiando la sismicidad del suroeste del Valle Central, notan la predominancia de un fallamiento de desplazamiento con de rumbo en la región NW-N y NE-E. Ellos además consideran que los ejes de esfuerzos máximos tienden a alinearse en dirección aproximada de N-S, en tanto los ejes de tensión en dirección aproximada E-W.

Estas posibles orientaciones de los planos de ruptura determinadas por criterios sismológicos son congruentes con los dos sistemas de fallamiento regionales que afectan al Valle Central, orientado NW-SE y NE-SW (véase los mapas geológicos de las hojas Abra, Carraigres, Candelaria de ARIAS & DENYER, 1991) y que también están presentes en el área de estudio .

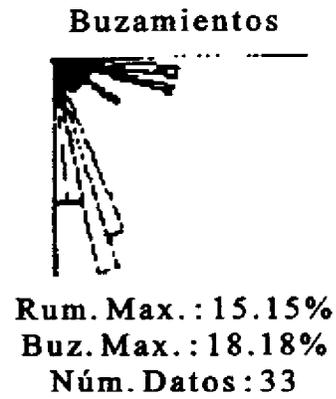
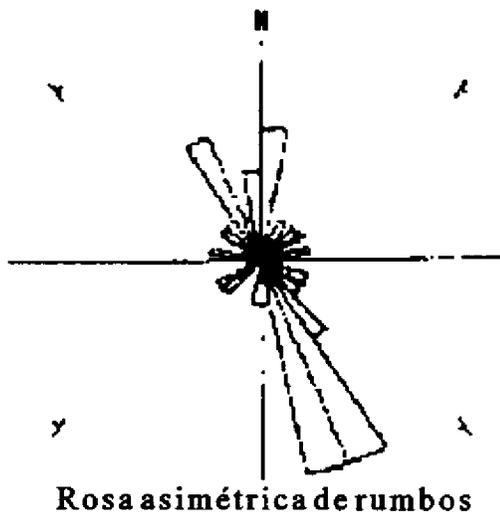
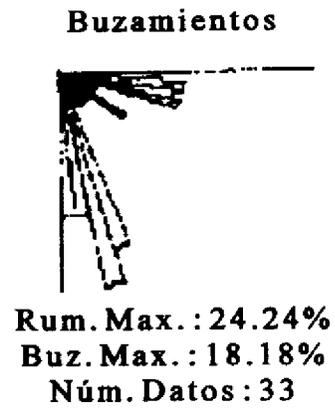
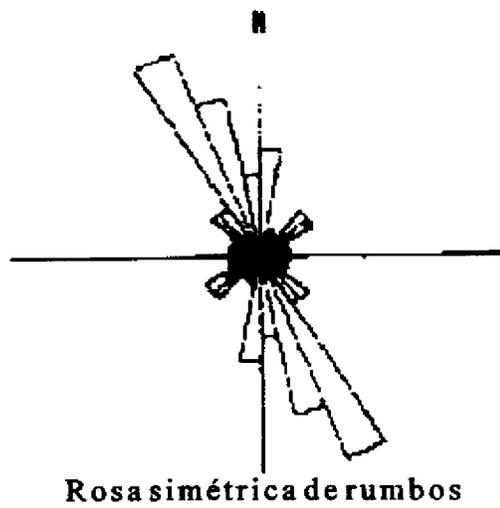
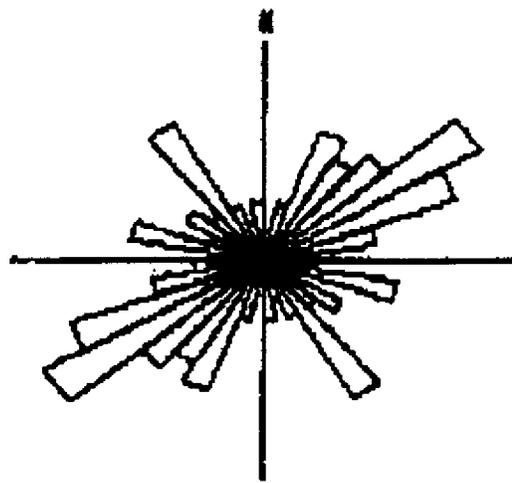


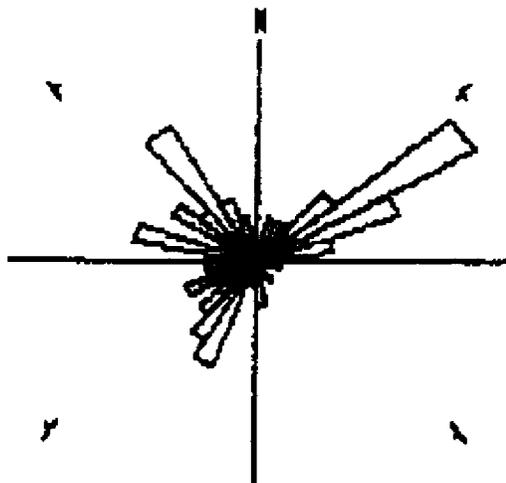
Fig. 4. Rosa simétrica y asimétrica de datos de buzamiento del cantón de Alajuelita.



Rosa simétrica de rumbos



Rum. Max. : 13.58%
 Buz. Max. : 16.85%
 Num. Datos : 81



Rosa asimétrica de rumbos



Rum. Max. : 12.35%
 Buz. Max. : 16.85%
 Num. Datos : 81

Fig. 5. Rosa simétrica y asimétrica de datos de diaclasas del cantón de Alajuelita.

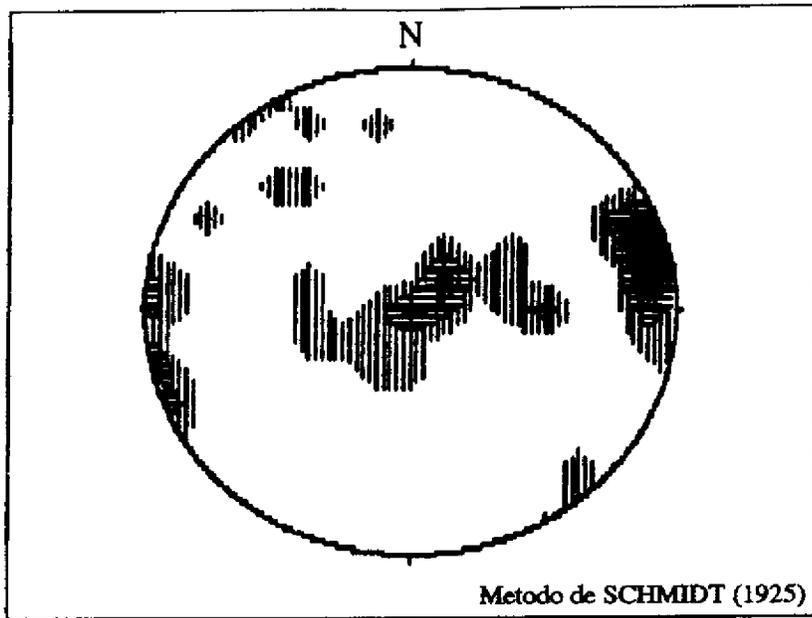


DIAGRAMA DE CONTORNOS DE DATOS DE BUZANIENTOS.

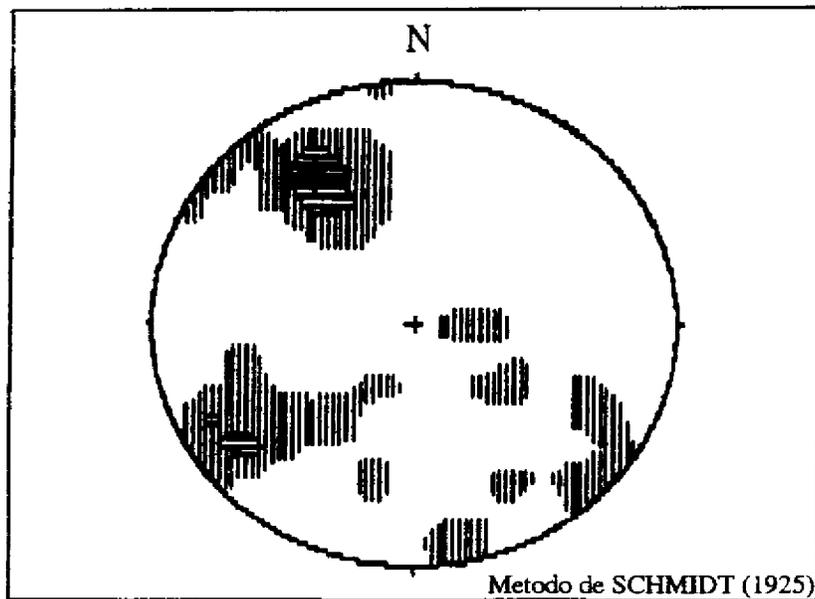


DIAGRAMA DE CONTORNOS DE DATOS DE DIACLASAS.

Fig.6. Diagrama de contornos de datos de buzamiento y diaclasas, cantón de Alajuelita.

Cuadro 1. Datos de direcciones de buzamientos y buzamientos del cantón de Alajuelita

No DATO	DIRECC. Y BUZAMIENTO	No DATO	DIRECC. Y BUZAMIENTO
1	260 / 84	18	140 / 55
2	240 / 72	19	230 / 15
3	250 / 85	20	14 / 20
4	248 / 80	21	45 / 08
5	264 / 75	22	98 / 35
6	170 / 65	23	90 / 41
7	255 / 75	24	90 / 39
8	258 / 77	25	62 / 30
9	274 / 82	26	244 / 08
10	78 / 90	27	250 / 07
11	150 / 72	28	92 / 90
12	70 / 81	29	120 / 72
13	62 / 88	30	98 / 79
14	252 / 80	31	246 / 38
15	255 / 80	32	234 / 20
16	318 / 80	33	210 / 20
17	326 / 90		

Cuadro 2. Datos de diaclasas del cantón de Alajuelita.

No DATO	DIRECC. Y BUZAMIENTO	No DATO	DIRECC. Y BUZAMIENTO
1	172 / 85	24	332 / 62
2	50 / 60	25	352 / 60
3	48 / 45	26	150 / 50
4	156 / 68	27	20 / 48
5	332 / 70	28	147 / 58
6	58 / 90	29	138 / 55
7	306 / 38	30	40 / 39
8	294 / 57	31	142 / 41
9	300 / 60	32	33 / 30
10	305 / 78	33	292 / 68
11	285 / 36	34	160 / 53
12	12 / 22	35	80 / 59
13	300 / 62	36	340 / 68
14	275 / 84	37	165 / 44
15	74 / 60	38	150 / 66
16	110 / 74	39	158 / 50
17	110 / 61	40	322 / 69
18	265 / 18	41	57 / 67
19	240 / 64	42	317 / 85
20	163 / 41	43	20 / 57
21	120 / 65	44	312 / 78
22	142 / 67	45	20 / 68
23	150 / 41	46	50 / 65

No DATO	DIRECC. Y BUZAMIENTO	No DATO	DIRECC. Y BUZAMIENTO
47	314 / 83	65	62 / 71
48	168 / 60	66	348 / 78
49	300 / 80	67	90 / 17
50	160 / 68	68	54 / 46
51	198 / 70	69	350 / 87
52	306 / 33	70	52 / 82
53	140 / 90	71	132 / 90
54	146 / 58	72	56 / 76
55	150 / 61	73	130 / 88
56	58 / 69	74	36 / 84
57	304 / 31	75	64 / 81
58	70 / 62	76	130 / 78
59	152 / 78	77	144 / 60
60	151 / 64	78	356 / 75
61	144 / 72	79	118 / 87
62	52 / 70	80	36 / 55
63	262 / 28	81	140 / 43
64	12 / 60		

2.2.3 ASPECTOS GEOMORFOLOGICOS.

El cantón de Alajuelita presenta 3 unidades geomorfológicas importantes:

- a. Unidad de Origen Volcánico (pendiente suave y plana).
- b. Unidad de Rocas Volcánicas y Aporte Fluvial (pendiente moderada).
- c. Unidad de rocas Intrusivas y metamórficas (pendiente fuerte).

UNIDAD DE ORIGEN VOLCANICO (pendiente suave y plana, 2-20°)

Está representada por el relleno volcánico del Valle Central, el cual se localiza en el sector norte y noroeste del cantón. Esta unidad se observa bien en la zona de la Aurora, San Felipe y Alajuelita Centro y posee una forma plana ondulada (fig. 7).

Es posible que los cambios en el relieve dentro del área, sean debidos a la presencia de la lava a unos cuantos metros de profundidad constituyendo un frente.

La unidad está formada en superficie por rocas volcánicas principalmente lavas, tobas e ignimbritas de la formación Avalancha Ardiente y cubiertas por cenizas en un espesor variable.

-  Unidad de Pendiente Baja
-  Unidad de Pendiente Moderada
-  Unidad de Pendiente Alta

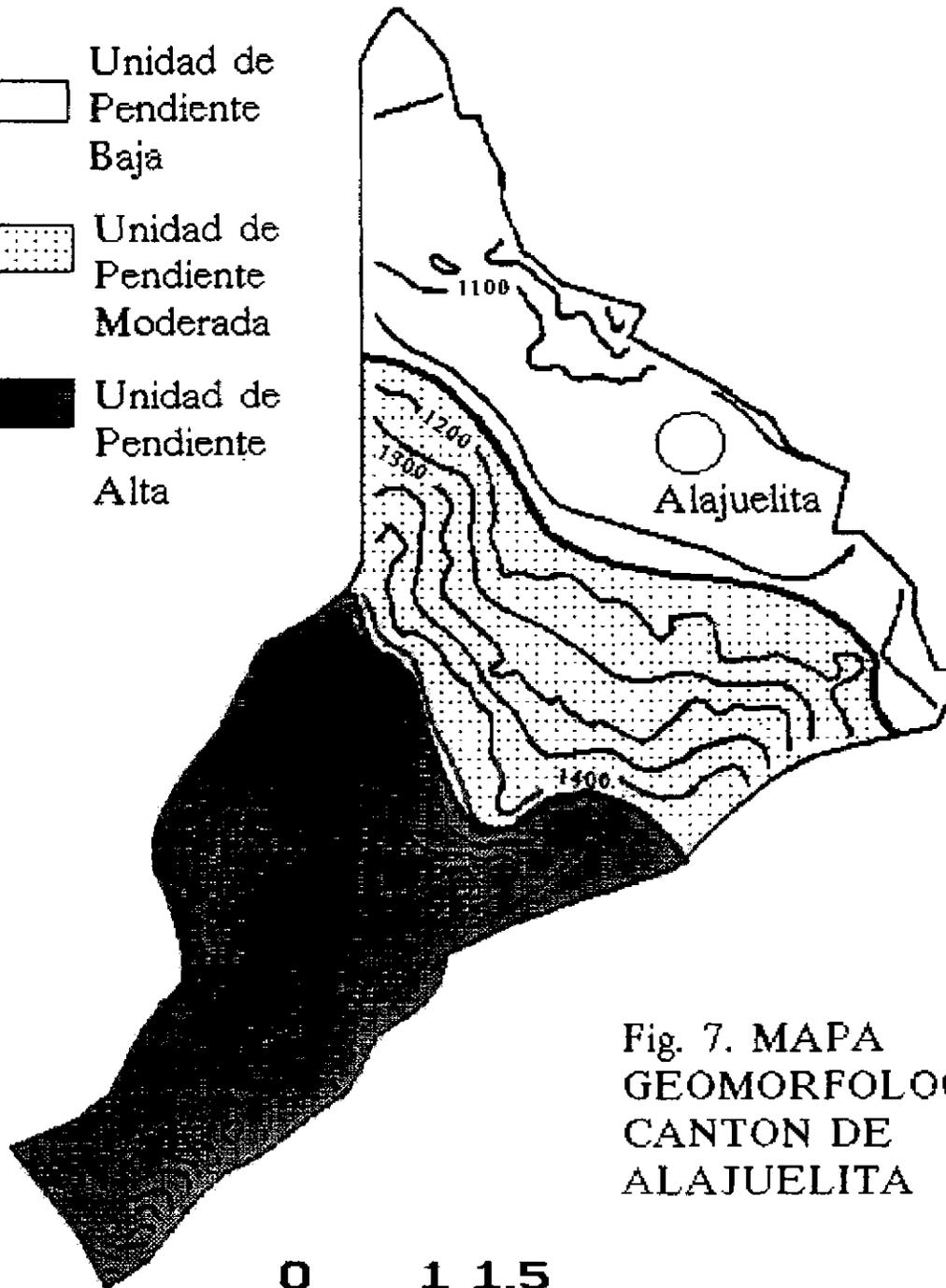


Fig. 7. MAPA GEOMORFOLOGICO, CANTON DE ALAJUELITA

UNIDAD DE ROCAS VOLCANICAS Y APORTE FLUVIAL (PENDIENTE MODERADA, 15-40°)

Esta unidad está representada por lomas de pendiente suave en rocas de la Formación Pacacua y Coris, con muy pocas vías de drenaje superficial que la atraviesan. Se localiza en el sector comprendido por los poblados de la Verbena y el Llano (fig. 7).

Hacia el este del cantón puede presentar laderas de mayor pendiente caracterizados por la presencia de tobas y lutitas carbonosas pertenecientes a la Formación Coris.

Presentan un patrón de drenaje dendrítico a subdentritico y en algunos casos paralelo, con colinas de pendientes uniformes y de baja altura. Las áreas planas son escasas y de poca extensión.

Los aportes de ceniza acarreados por las corrientes fluviales dieron origen a tobas meteorizadas que le dan una apariencia de material arenoso las cuales fueron formadas por partículas volcánicas. Lo mismo ocurrió con las fracciones más gruesas que dieron origen a conglomerados, pequeños diques que cortaron posteriormente a estas rocas.

La zona, constituida por el relleno coluvio-aluvional, se caracteriza por presentar un patrón del tipo paralelo, esto debido a las laderas más uniformes y que presentan inclinaciones hacia en noreste y las cuales van disminuyendo en el sentido sureste-noroeste.

UNIDAD ROCAS INTRUSIVAS Y METAMORFICAS (PENDIENTE FUERTE, 20-85°)

Está constituida por el macizo de Escazú que se localiza al sur y suroeste del cantón, en los cerros más altos como San Miguel, Cedral y Pico Blanco con alturas de 2036 m, 2400 m y 2271 m respectivamente (fig. 7).

Esta unidad se caracteriza por presentar laderas de muy fuerte pendiente (de hasta 80°), muy escarpadas que no sobrepasan los 100 m de ancho.

Se presenta un patrón de drenaje de tipo radial específicamente en los cerros más altos (Sn. Miguel, Cedral, etc) y del tipo angular. Este es controlado por rasgos estructurales importantes, como por ejemplo los alineamientos con dirección Sw-NE.

La unidad esta formada básicamente de rocas ígneas intrusivas y metamórficas y ocasionalmente se dan intercalaciones de sedimentos en forma de silis o mantos, los cuales muestran gran resistencia a la meteorización.

Se observan evidencias de la acción hidrotermal y neomatolítica a consecuencia en el suelo de masas intrusivas, manifestadas por la calcinación de rocas y silicificación en general.

2.3. HISTORIA GEOLOGICA DEL AREA DE ALAJUELITA.

La historia geológica de este cantón está registrada a partir del Mioceno Inferior (23.7-21.8 ma) con la depositación de una alternancia de brechas y vulcarenitas, potentes con un contenido alto de fragmentos volcánicos, polimodales de baja redondez y esfericidad, que se depositaron en un ambiente de poca profundidad y de suficiente remoción (mucho oxígeno), dando origen a lo que es hoy la Formación Pacacua.

Durante el Mioceno Medio se dió una disminución del vulcanismo calcoalcalino (que suministraba el material a la cuenca), que conjuntamente con la subsidencia de la cuenca dió paso a una sedimentación monótona, más fina, ocurrida en un ambiente anóxico y que conformó lo que hoy es la Formación Peña Negra (DENYER & ARIAS, 1991). Durante este mismo período en otras áreas del Valle Central, se depositaba una sedimentación marginal detrítica costanera con las areniscas cuarzosas de la Formación Coris, las cuales en su parte superior presentan lentes de lignito y rocas volcánicas, evidenciando el paso de ambiente marino a parálico y continental respectivamente (FISCHER, 1981).

Ya para el Mioceno-Plioceno se da el ascenso de cuerpos intrusivos ácidos e intermedios (intrusivo de Escazú), aparentemente a lo largo de zonas de debilidad orientadas NW-SE. La intrusión deformó ligeramente a las rocas caja, basculándolas, levantándolas y metamorfizándolas. Las rocas sedimentarias afectadas por este metamorfismo fueron principalmente las formaciones Peña Negra y Coris. Asociado a este proceso magmático, ocurrió el levantamiento del área, sin embargo, la probable discordancia que existe regionalmente, no se registra en esta área de estudio.

Durante el Pleistoceno una nueva fase tensional provocó una serie de fracturas NS y NE-SW (DENYER & ARIAS, 1991), ubicadas muy cerca de la posición actual de la Cordillera Volcánica Central, a través de las cuales se extruyeron lavas y avalanchas que rellenaron y originaron formas topográficas planas y formando los depósitos de Avalanchas Ardiente.

Con la formación y la actividad de la Cordillera Volcánica Central se produjo la depositación y el desarrollo de lahares y de ceniza. Sedimentos coluviales y aluvionales fueron el producto de la intensa meteorización y erosión de las rocas preexistentes, al continentalizarse el área por completo.