Exploración de aguas subterráneas en el Arco Seco de Panamá (Sector de Las Tablas) mediante métodos geofísicos

Alberto Caballero

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (**www.tdx.cat**) i a través del Dipòsit Digital de la UB (**diposit.ub.edu**) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX ni al Dipòsit Digital de la UB. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX o al Dipòsit Digital de la UB (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (**www.tdx.cat**) y a través del Repositorio Digital de la UB (**diposit.ub.edu**) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR o al Repositorio Digital de la UB. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR o al Repositorio Digital de la UB (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (**www.tdx.cat**) service and by the UB Digital Repository (**diposit.ub.edu**) has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized nor its spreading and availability from a site foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository is not authorized (framing). Those rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.

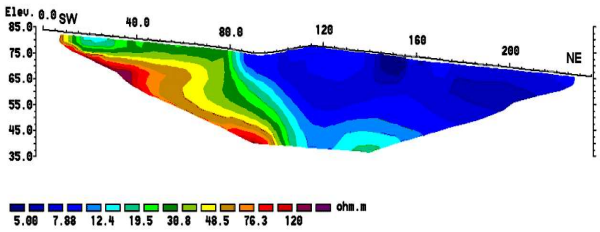
UNIVERSITAT DE BARCELONA

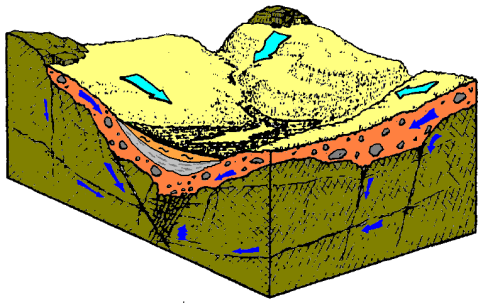
Facultat de Geologia
Departament de Geoquímica, Petrología i Prospecció Geològica

TESIS DOCTORAL

EXPLORACIÓN DE AGUAS SUBTERRÁNEAS EN EL ARCO SECO DE PANAMÁ (SECTOR DE LAS TABLAS) MEDIANTE MÉTODOS GEOFÍSICOS

ALBERTO CABALLERO





Barcelona, 2009

Capítulo 2

Contexto Geológico

2.1. Contexto Geológico Regional

2.1.1. Marco Tectónico Regional

La configuración geológica del Arco Volcánico de Panamá, es el producto de una complicada historia geológica. Representada por una serie de procesos tectónicos, volcánicos y sedimentarios, relacionados estrechamente con la evolución del Istmo Centroamericano. En su formación, han participado varias placas litosféricas. Su configuración actual, muestra las diferentes etapas por las que ha pasado, ya que refleja el contexto geodinámico imperante durante su génesis y posterior evolución. Por este motivo, para explicar la compleja geología del área, es necesario analizarla en primer lugar a escala regional. La evolución del Istmo de Panamá, ha atraído el interés de muchos investigadores que tratan de explicar la evolución cinemática del Bloque de Panamá y su interacción con las placas tectónicas que lo circundan (Van Andel et al. 1971; Case 1974; Adamek et al. 1988; Kellog & Vega 1995; Marshall & Fisher 2000; Pindell & Kennan 2009).

El Istmo de Panamá está ubicado en una microplaca tectónica a la cual se ha denominado el Bloque de Panamá (PB por sus siglas en Inglés). Este está constituido por Panamá y el sector sur de Costa Rica (Adamek et al. 1988; Camacho et al. 1997; Marshall et al. 2003 ; Pindell & Kennan 2009). Según esta configuración, se encuentra rodeado por cuatro placas tectónicas: al norte, la Placa del Caribe; al sur, la Placa de Nazca; al sudoeste, la Placa de Cocos, y al este, la Placa Suramericana.

Las características de esta zona han sido estudiadas en base a perfiles geológicos y geofísicos por Barckhausen (2001) y Werner et al. (1999), entre otros. Estas estructuras se resumen en la Figura 2. 1.

Es interesante el hecho de que en la zona Centroamericana, el Bloque de Panamá tiene el grosor de corteza más delgado del área (Tomascak et al. 2000; Vasicek et al. 1998; Molnar & Sykes 1969). Estudios sísmicos y geodésicos indican que la parte oeste de este bloque es una estructura rígida que se está moviendo independientemente de las placas circundantes (Adamek et al. 1988; Trencamp et al. 2002). Los límites regionales de esta placa se ubican como sigue (Camacho 1997; Camacho et al. 2003; Vergara Muñoz 1988, 1989,1990; Marshall & Fisher 2000; Pratt et al. 2003):

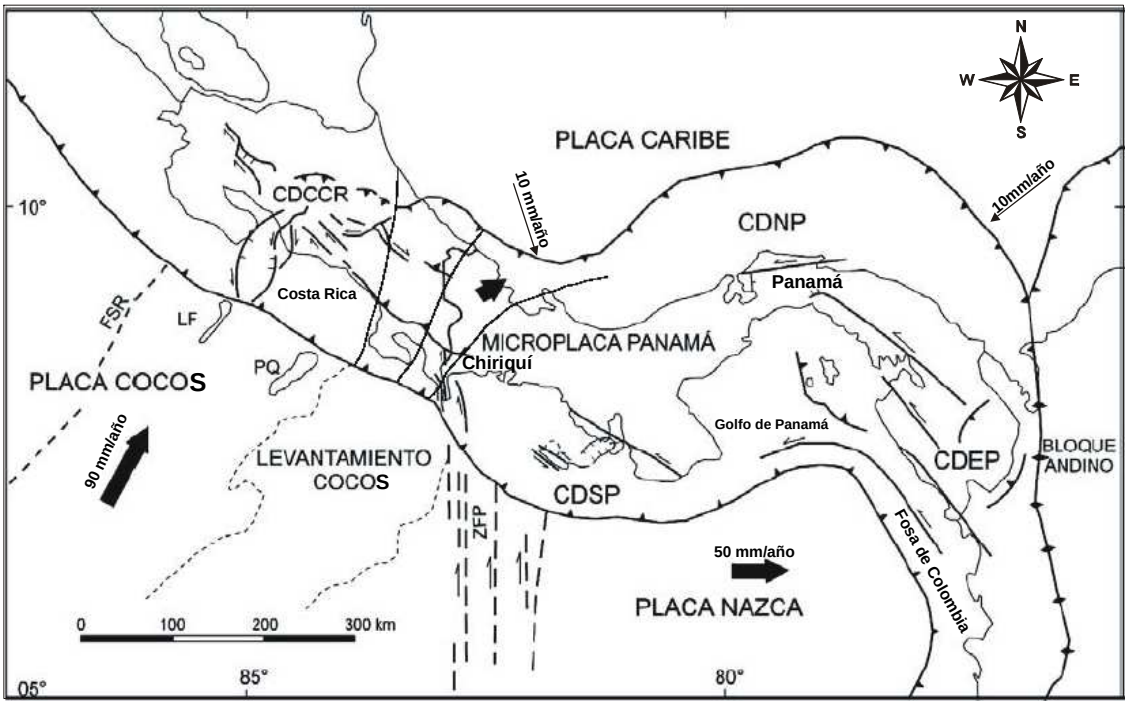


Figura 2.1. Distribución de las principales estructuras del Istmo de Panamá indicando el movimiento relativo de las placas (Adaptado de: Montero 2001; Trencamp et al. 2002).

Al norte, el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP), en esta zona la Placa del Caribe subduce el Bloque de Panamá, (de Boer et al. 1991; Adamek et al. 1988; Cowan et al. 1998; Pratt et al. 2003). Este límite ha sido identificado a partir de datos sismológicos, gravimétricos, magnéticos y por sismicidad histórica (Bowin 1976; Case & Holcombe 1980; Silver et al. 1990; Camacho & Viquez 1993; Marshall & Fisher 2000; Mann & Burke 1984; Adamek et al. 1988).

Al sur, el límite está conformado por dos zonas de convergencia: el Cinturón Deformado del Sur de Panamá (CDSP) y la Fosa de Colombia. Conectadas entre sí por una falla transformante sinistral localizada al sur del Golfo de Panamá y la Zona de Falla del Sur de Panamá (Case 1974; Camacho 2005; Van Andel et al. 1971; Mann & Burke 1984; Okaya & Ben-Avraham 1987; Silver et al. 1990). En el margen occidental de la microplaca, la Placa de Cocos subduce la parte sur de la Fosa Meso Americana, terminando en la Zona de Fractura de Panamá (ZFP) (Adamek et Al. 1988; Denyer et al. 2006).

Al este, a lo largo del margen oriental del Bloque de Panamá, la convergencia con Sur América se acomoda por la elevación de la Cordillera Colombiana dentro del Bloque Norandino y a lo largo de zonas transpresivas,

constituyendo una zona de deformación difusa (Marshall et al. 2000; Case 1974; Case et al. 1971). Este límite es producto de la colisión de ambos bloques, dando por resultado un doblamiento oroclinal hacia el norte, en el cual el Bloque de Panamá es empujado sobre la Placa del Caribe a lo largo del Cinturón Deformado de Panamá (CDNP) (Wadge & Burke 1983; Vergara-Muñoz 1988; Silver et al. 1990).

Al oeste, destaca una falla sinistral que atraviesa el Valle Central de Costa Rica, conocida como el Cinturón Deformado de Costa Rica (CDCCR), la cual constituye una zona de deformación difusa con intensa actividad sísmica (Marshall & Fisher 2000). Se conecta en el Caribe con el Cinturón Deformado del Norte de Panamá y en el Pacífico con la Zona de Fractura de Costa Rica (Marshall et al. 2003; Fisher et al. 1998; Marshall & Fisher 2000; Defant et al. 1991). En el occidente de la Provincia de Chiriquí se encuentra la terminación sur del Arco volcánico de Costa Rica-Panamá y el punto triple entre las placas de Nazca, de Cocos y del Caribe. Es aquí donde la subducción de las placas de Cocos y de Nazca continúan bajo el arco centroamericano en el occidente de Panamá y Costa Rica (de Boer et al., 1988, 1991).

El ciclo tectónico que da lugar a la actual configuración del Istmo de Panamá, se interrumpió a inicios del Terciario. De manera que, las características tectónicas dominantes son las deformaciones tectónicas verticales, acompañadas por plegamientos secundarios menores y una elevación en general. Esto ocurre como consecuencia de la reactivación tectónica del sustrato rígido, probablemente fracturado a lo largo de la misma alineación desde su formación (Ferenčić 1970; Case 1974).

2.1.3. Ámbito estructural de la Península de Azuero

Para establecer el modelo geológico de una zona, es necesario analizar las estructuras a escala regional, ya que estas determinan, en forma directa o indirecta, los procesos plutónicos y volcánicos, así como el desarrollo de las cuencas sedimentarias relacionadas con los depósitos minerales de importancia económica. Por ello, a continuación describimos, las principales estructuras

lineales características de la Península de Azuero. Todas estas estructuras se visualizan en la Figura 2. 2 (Adaptado de MICI 1988):

a) Estructuras lineales con rumbo Norte-Sur.

Estos sistemas lineales se localizan dentro de las áreas correspondientes a la prolongación de la zona de fracturación de la Dorsal de Coiba, con menor extensión dentro de la península. Mediante el análisis del movimiento de placas, Lowrie et al. (1979), afirma que estas estructuras se desarrollaron recientemente (2 M.a).

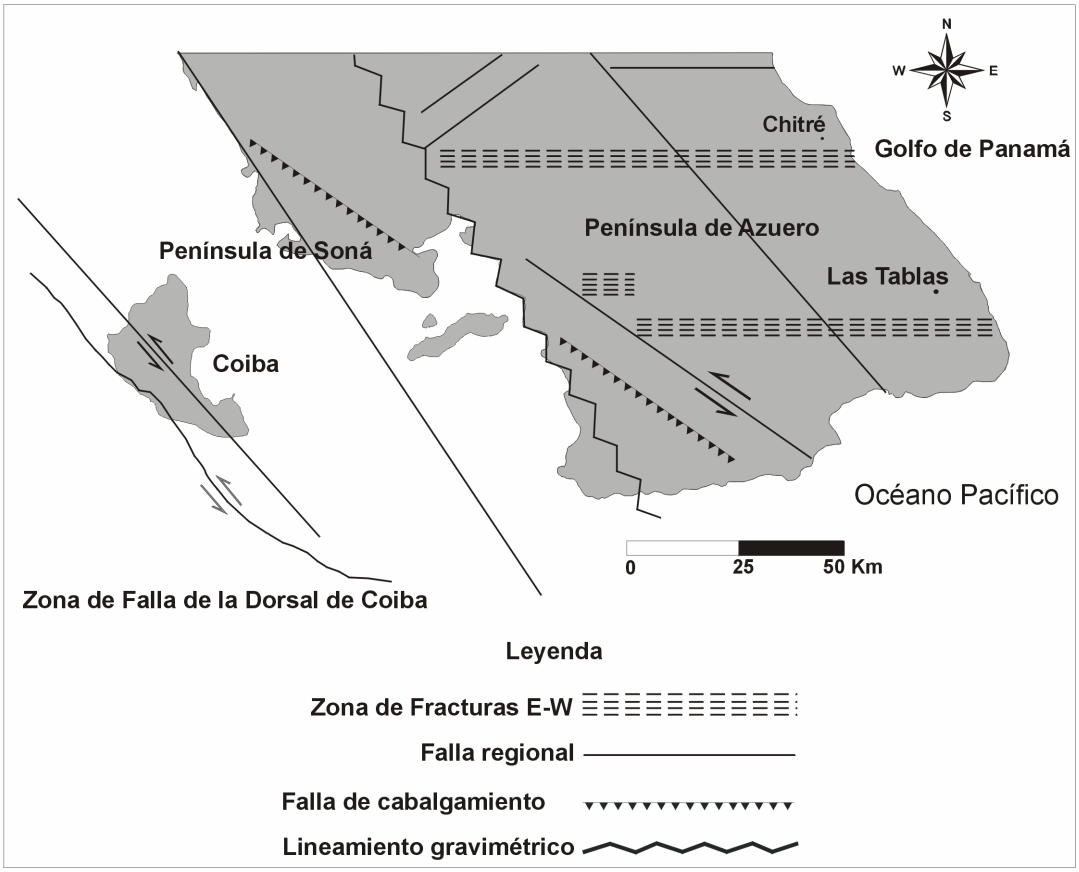


Figura 2.2. Principales alineaciones estructurales en la Península de Azuero (MICI 1988).

b) Estructuras lineales con rumbo E-W

Constituidas por fracturas y/o fallas con dirección Este-Oeste las que generalmente se presentan en zonas más o menos bien definidas, las mismas son paralelas a las zonas magnéticas del fondo del Pacífico (Mapa Aeromagnético de la Zona de Azuero (del Giudice & Recchi 1969). Las fallas de

extensión con rumbo E-W están localizadas principalmente dentro de dos franjas ubicadas en la Península de Azuero, al sur de Chitré y al sur de Las Tablas (Longsdale & Klitgord 1978; Van Andel et al. 1971).

c) Estructuras lineales con rumbo NW-SE

Estas fracturas de dirección noroeste-sureste y desplazamiento sinistral se localizan en una zona de 80 a 100 kilómetros de ancho, limitando la Península de Azuero. Son probablemente desplazadas por las fallas E-W y su continuación hacía el NW sigue la línea de la costa atlántica de América Central (Case 1974; Case & Holcombe 1980). Según Case (1974), en esta península a lo largo de la costa del Golfo de Panamá las anomalías de Bouguer, son fuertemente positivas sobre estas estructuras, indicando que estas pueden ser de origen oceánico. Esta evidencia confirma el punto de vista de otros autores (Ferenčić 1971; Dengo 1967).

d) Estructuras lineales con rumbo WNW-ESE

Estas fallas se ubican principalmente en la parte SW de la Península de Azuero, las cuales podrían representar fallas transformantes a lo largo de las cuales se ha acrecionado (agregado) a la parte continental de Panamá un bloque diferente (*foreign terrain*) de edad Cretácica (Van Andel et al. 1971).

Estas estructuras se han interpretado de la manera siguiente:

Las estructuras señaladas con dirección norte-sur se desarrollaron, durante los últimos 10 millones de años, por la continuación de las fracturas de Coiba, Balboa y Panamá (ZFP en la figura 2.1) (Lowrie et al. 1979). Estas estructuras junto con las zonas en dirección este-oeste, son el resultado del desarrollo de la Dorsal Carnegie-Galápagos (la separación de las placas de Cocos y Nazca) hace 25 millones de años (MICI 1988).

Por la morfología del terreno, la Tectónica de la Península de Azuero, revela que ha sido sometida a fuerzas de tensión y compresión, produciendo fracturas regionales y locales. Estas fuerzas tectónicas han desplazado y rotado bloques de su posición original (Cowan et al. 1998; Kolarsky & Mann 1995).

Los flancos de las estructuras volcánicas, formados por mantos de lava y piroclástos, han experimentado una reacomodación gravitacional y una tectónica de estilo “block-faulting”. Estas condiciones dinámicas son suficientes para provocar suaves pliegues, flexuras y otras estructuras de plegamiento moderado. Sin el desarrollo de clivaje asociado y solamente manifestado por grietas de cresta y rasgos de fracturación propios de esta clase de tectónica (Ferenčić, 1971; Case, 1974).

2.2. Geología de la Península de Azuero

2.2.1. Introducción

En diversos puntos del país, se han desarrollado proyectos de exploración con variados objetivos. Estos, por ejemplo, han sido aplicados en la minería, evaluación geotérmica, prospección petrolífera y para el aprovechamiento de las aguas subterráneas (del Giudice & Recchi 1969; Ferenčić 1970; Tomascak et al. 2000; Kesler et al. 1977; de Boer et al. 1991; Caballero et al. 2003; Clark et al. 1977; ECAISA 1987; Fisher & Pessagno 1965). En su mayoría, los resultados de estas investigaciones, se limitan a dar respuesta a las particularidades del contratista, por lo que la información generada, no siempre es de dominio público.

Con el objetivo de identificar potenciales recursos mineros en la Región Central del País, se desarrolló el Proyecto Minero de Azuero, a partir del cual se elaboró el primer mapa geológico de Panamá (del Giudice & Recchi 1969; Ferenčić 1970; Ferenčić 1971). Con anterioridad, se habían realizado varios intentos, sobretodo a partir del conocimiento de la geología del área del Canal de Panamá (Rubio 1947; Woodring 1966; Terry 1956; Wing & Macdonald 1973).

Con excepción del Área del Canal, la geología de Panamá se conoce solamente a grandes rasgos. Las generalidades de la misma se han plasmado en un mapa geológico a escala 1:250,000 (MICI, 1991). En la Figura 2.3, se presenta una síntesis de la composición geológica de la Península de Azuero.

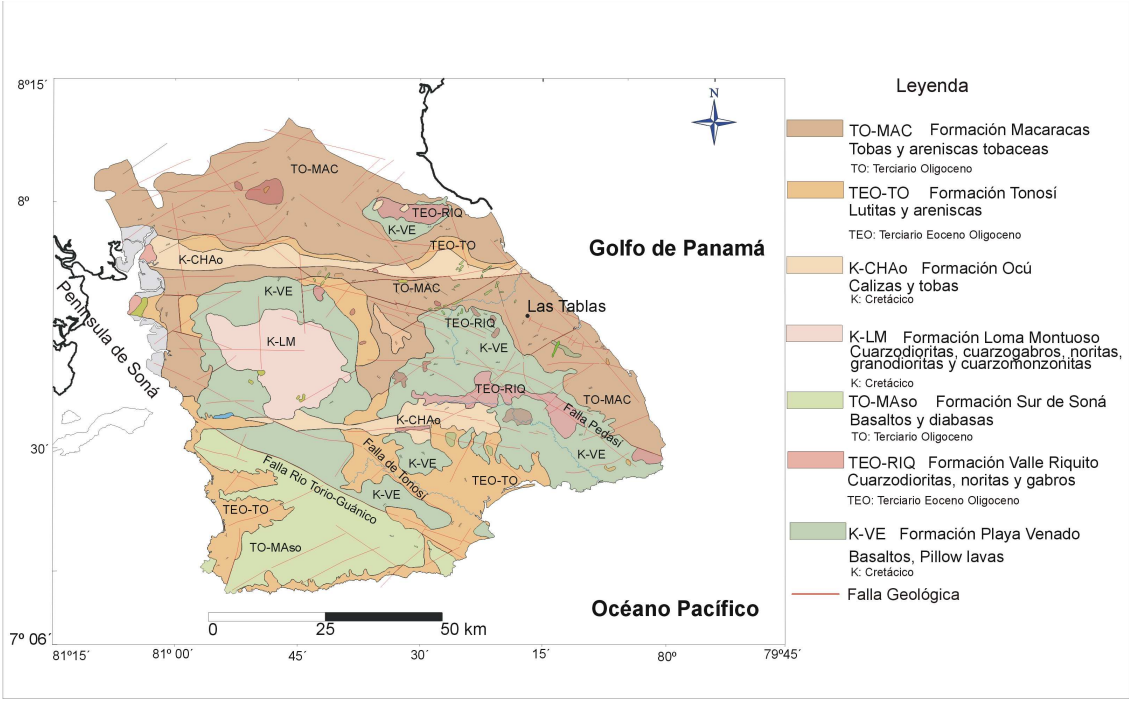


Figura 2.3. Esquema geológico simplificado de la geología de la Península de Azuero, tomado de MICI (1991).

a) Basamento y Rocas Intrusivas

El Istmo de Panamá tiene su origen a partir de Corteza Oceánica (Kesler 1978; Denyer et al. 2006; Case 1974). De aquí que se hayan localizado en algunos sitios en las Penínsulas de Azuero y Soná suelo oceánico volcánico y rocas sedimentarias del Campaniense Inferior (del Giudice & Recchi 1969; Ferenčić 1971; Kesler et al. 1977). Estas también han sido estudiadas en el sudeste de Panamá (Case 1974). Las rocas volcánicas y sedimentarias se depositaron, posteriormente, sobre este basamento durante el Cretácico Superior (del Giudice & Recchi 1969; Fisher & Pessagno 1965; Armbrust et al. 2003). Por otro lado, en el sur de la Península de Azuero, se han identificado rocas oceánicas de tipo básico y ultrabásico; las cuales, aparentemente, tienen continuidad en el Océano Pacífico (Ferenčić 1971).

Al suroeste de la Península, los miembros ígneos de este complejo son principalmente picritas y diabasas olivinícas (picrodoleritas), gabro, gabrodioritas y basalto olivinícos. La principal propiedad de su facies hipoabisal es la textura porfirítica, con olivino y piroxeno como componentes principales, cantidades variables de plagioclasas y cantidades menores de óxidos de hierro y zeolitas. Los intrusivos están alineados en series e intercalados con sedimentos del

Cretácico Superior. Estas rocas han sufrido una intensa deformación tectónica y probablemente se originan de un magma primario (Ferenčić 1971).

En base a su composición química, las rocas intrusivas panameñas se pueden subdividir en dos grandes grupos, el grupo cuarzodiorítico y el grupo granodiorítico (Kesler et al. 1977). De acuerdo a lo anterior, los datos petrológicos y radiométricos, la evolución del arco panameño se puede subdividir en dos periodos, el toleítico y el calco-alcalino (de Boer et al. 1991).

El periodo toleítico tuvo lugar hace unos 60-70 M.a. e involucra el emplazamiento de batolitos dioríticos y cuarzo-dioríticos, muy comunes en las áreas de Cerro Azul en la Provincia de Panamá y en la Península de Azuero (Kesler et al. 1977). En ésta última, del Giudice y Recchi (1969) cartografiaron un número importante de estas estructuras dioríticas. Según el método de datación K/Ar, las edades radiométricas de estas unidades varían desde 64.87±1.34 a 52.58±0,63 M.a. en minerales de hornblenda y plagioclasa, respectivamente. En el área de San José, una muestra resultó con edad de 53±3 Ma en el análisis de hornblenda (Kesler et al. 1977). Se ha determinado que las intrusiones afectan a las calizas del Maastrichtiense; por lo que el emplazamiento tuvo lugar entre el Cretácico Superior y el Paleoceno Inferior (del Giudice & Recchi 1969; Ferenčić 1971). Sin embargo, se han identificado radiolarios del Coniaciense en cherts que afloran en la Península de Azuero (Kolarsky et al. 1995).

Al sur de la Península de Azuero se han identificado flujos de lava y basaltos almohadillados (Armbrust et al. 2003), los cuales se encuentran en el rango de 21 a 71 M.a. ($^{39}Ar/^{40}Ar$) y se interpretan como bloques acretados a la corteza oceánica preexistente (Hoernle et al. 2002; Denyer et. al. 2006; Armbrust 2003).

Al Sur de las Penínsulas de Azuero y Soná se han identificado esquistos verdes, los cuales han sido interpretados como producto de la recristalización local en las zonas de fractura de basaltos picríticos. Estos, posiblemente equivalentes a basaltos no metamorfizados, o vestigios metamórficos de un antiguo complejo volcánico (del Giudice & Recchi 1969; Ferenčić 1970; Ferenčić 1971).

b) Rocas Sedimentarias

Los sedimentos más abundantes en la zona son: lutitas, areniscas, calizas, tobas y piroclástos del Neógeno. Estos generalmente se encuentran intercalados con lavas de composición basalto-andesítica. Es común encontrar gruesos paquetes de piroclastos subaéreos y sedimentos marinos epicontinentales. A partir del Mioceno Medio, la sedimentación es de origen exclusivamente continental (los sedimentos son originados por piroclastos subaéreos, lacustres y por acumulación local en lagunas (Ferenčić 1971; Hooernle et al. 2004). Por otro lado, la estratigrafía del Plioceno-Pleistoceno y del Cuaternario consiste en sedimentos continentales por ejemplo piroclástos, acumulación fluvial y redeposición residual de suelos. Estos en algunos casos pueden alcanzar varios centenares de metros (del Giudice & Recchi 1969).

2.2.2. Geología de Las Tablas

La litologías dominantes en la región de Las Tablas en las subcuencas de los Ríos Perales, Mensabé, Salado y Pocrí, están constituida por rocas de origen volcánico, intrusivo y sedimentario. No obstante como consecuencia del hecho de no existir, una descripción formal de las distintas formaciones, estas han sido designadas de acuerdo al sitio en el cual fueron halladas y en la actualidad, se sigue la tradición de su primera denominación (del Giudice & Recchi 1969). En este trabajo, utilizamos las adoptadas oficialmente en el Mapa Geológico de Panamá (MICI 1991).

En orden cronológico, las formaciones definidas en el área de Las Tablas son:

a) Formación Playa Venado (K-VE)

b) Formación Valle Riquito (TEO-RIQ)

c) Formación Macaracas (TO-MAC),

En el mapa de la Figura 2.4 se aprecia la distribución cartográfica de estas formaciones.

a) Formación Playa Venado (K-VE)

Estas rocas de origen volcánico, son las más antiguas y están constituidas por la Formación Playa Venado (K-VE) del Cretácico y están compuestas por rocas volcánicas de tipo basáltica y andesítica (Figura 2.5).

La Formación Playa Venado, constituye el basamento sobre el que descansa la formación Macaracas. Al sur de la Península de Azuero se presenta en algunos sitios con aspecto de lavas almohadilladas y con una alta densidad de fallas, cuya dirección preferencial se orientan hacia el NW-SE y también al SW-NE.

La principal característica de la evolución de la secuencia geológica en la región es la intensa y prácticamente continua actividad volcánica que se origina, muy probablemente, en el Cretácico y continúa hasta el Cuaternario. En esta zona, se han evaluado episodios volcánicos con emisiones de tobas y lavas basálticas y andesítico-basálticas. Estas, a menudo intercaladas con paquetes sedimentarios, lo cual ha permitido datarlas de forma bastante precisa. Como consecuencia de ello se ha podido establecer un volcanismo cretácico y otro eocénico. También se ha distinguido, debido a su ubicación estratigráfica, un volcanismo tobácico del Oligoceno. Esta formación tiene una amplia distribución en el ámbito sur de la Península (del Giudice & Recchi 1969). Estas extensas capas de lavas basaltoandesíticas y basalticas están en contacto con las tobas continentales oligocénicas yaciendo debajo de éstas.

b) Formación Valle Riquito (TEO-RIQ)

Esta formación del Eoceno es de origen intrusivo y está constituida por cuarzodioritas, noritas y gabros. Cubre una amplia zona paralela a la carretera Las Tablas-Pedasí desde el Río Mensabé hasta el Río Pocrí y en una amplia zona de la región de cerros y colinas de Valle Rico y Valle Riquito. Los afloramientos presentan un elevado grado de alteración y domina el color gris verde claro, observándose, en algunos casos, fracturas con orientación E-W (Figura 2.6).

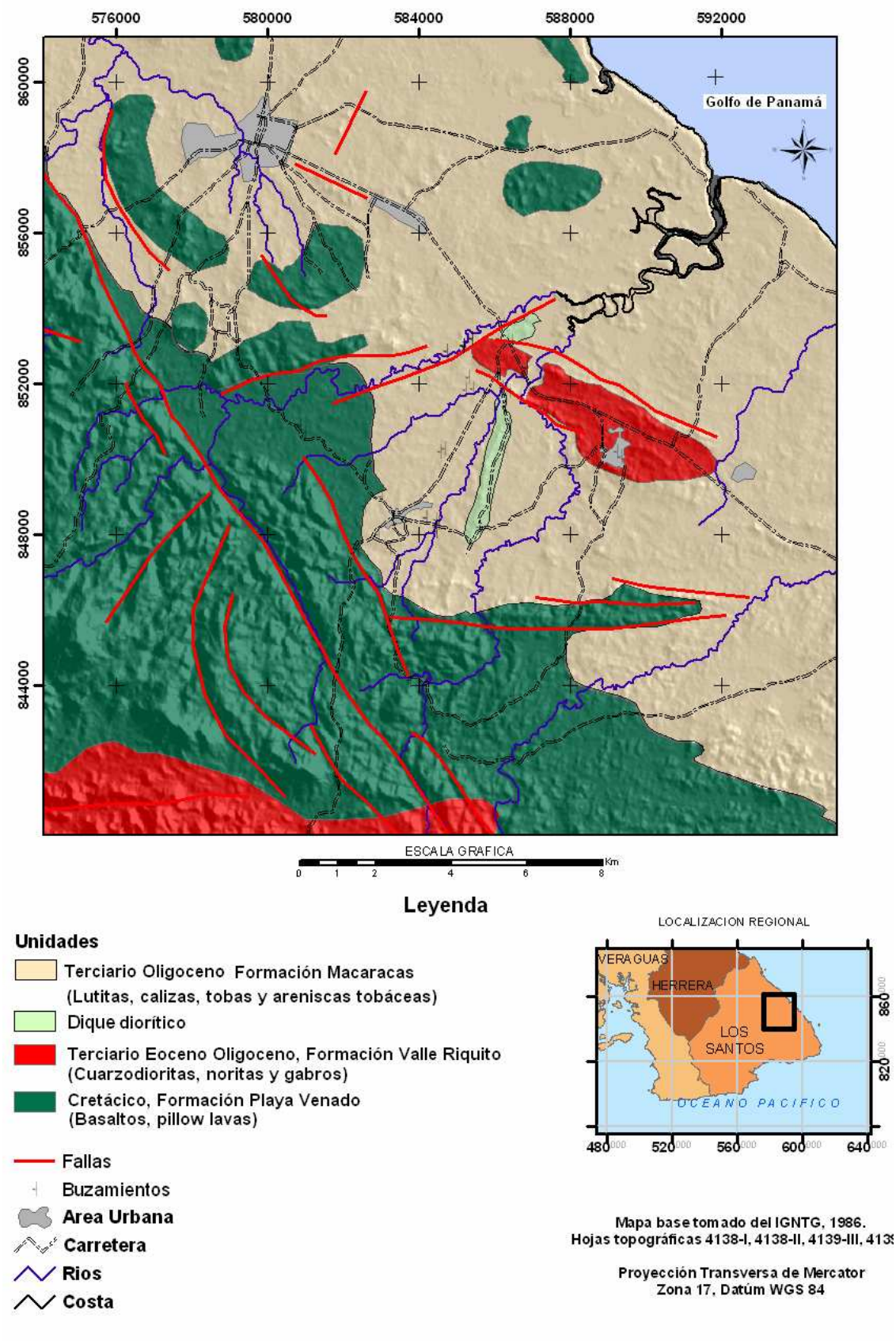


Figura 2.4. Esquema geológico-estructural simplificado del área de Las Tablas.

Figura 2.5. Afloramiento de basalto de la Formación Playa Venado en el Río Mensabé donde se localiza la Falla de Pedasí.

En aquellos casos en los que la roca se encuentra fresca se aprecian fenocristales de piroxeno. Es muy común encontrar afloramientos en los que la alteración se presenta en forma de exfoliación esferoidal (Figura 2.7).

La Formación Valle Riquito cuyo nombre se debe a la población homónima, está constituida por rocas intrusivas, en las que se ha identificado principalmente la granodiorita (clasificación de campo). Estas afloran al W de la comunidad de Bajo Corral en las proximidades del cerro El Tebujo y Quebrada Grande (W de Valle Rico). Mas al norte, se puede observar claramente el contacto entre esta formación y las andesitas de la formación Playa Venado. Un afloramiento de esta roca en el sector se muestra en la foto de la Figura 2.8.

FIGURA 2.6. Dique dioritico a orilla de la carretera Las Tablas-Pedasí, se extiende en sentido SW-NE, tiene una longitud aproximada de 4kilómetros y un ancho de 500 m.

FIGURA 2.7. Vista del proceso de alteración en exfoliación esferoidal

Este intrusivo como ya se mencionó tiene una edad de 53±3 millones de años, lo que corresponde al Eoceno Superior (del Giudice & Recchi, 1969), los afloramientos, generalmente se presentan en forma de grandes bloques fragmentados como los de la Figura 2.8. Estos intrusivos también se encuentran en el sector de La Palma en las proximidades de la carretera Las Tablas-Pedasí en que aparecen en forma de diques y afloramientos cuarzo-dioríticos y granodioríticos quizás de la misma edad.

Figura 2.8. Vista panorámica de la distribución de la granodiorita de la Formación Valle Riquito, en la zona de Valle Riquito. A un lado una ampliación de su textura.

La granodiorita se describe como una roca de grano fino a medio, holocristalina y con una textura fanerítica, equigranular con cristales euhedrales

y en parte subhedrales. Está constituida por cristales de biotita, feldespatos y en menor proporción cuarzo. Los anfíboles (hornblendas) están afectados por cloritización, en algunas muestras se observó la presencia de magnetita diseminada y en vetillas.

c) Formación Macaracas (TO-MAC)

Esta formación de origen sedimentario del Eoceno-Oligoceno, es la más extensa del área de estudio. Está compuesta por lutitas, tobas, areniscas tobáceas y también se observaron calizas. Esta, cubre desde la parte superior del terreno de la planicie ondulada hasta la zona costera. Es una sucesión de sedimentos arcillo-arenosos, arenosos, arcillosos y carbonáticos de escasa consolidación, aunque estos últimos, hacia el sector SW de San José presentan consolidación y estratificación bien definida.

Se trata de depósitos arcillo-limosos a limo-arcillosos con un contenido muy limitado en arena. En algunos estratos se ha observado la presencia de carbonato de calcio, de manera dispersa.

De acuerdo a las observaciones de campo realizadas, estos sedimentos estarían asociados al último máximo del nivel del mar. No se han observado fósiles marinos en las areniscas ni en las arcillas, sin embargo, es muy probable que la línea de costa estuviese cerca (un brazo de mar). Lo que para el caso podría indicar que existía una fuerte influencia del mar. En el área de San José, estos depósitos pueden ser del orden de 10 a 40 metros, en algunos casos alcanza los 80 metros en la zona NE de la población.

En el sector entre el Río Mensabé y la Quebrada Mensabé próxima a la carretera Las Tablas-Pedasí, se observan plegamientos anticlinales y sinclinales. Estos han sido rotados de su posición original debido posiblemente al movimiento de la falla que cruza esta formación. Esta se orienta desde el sector de Loma De Las Uvas y se extiende del SW-NE hasta disectarse con la Falla de Pedasí (Figura 2.9). Condición similar se encontró en los afloramientos al SW de la población de Las Tablas, en el curso del Río Perales.

Hacia el sector de la Quebrada La Cruz al SW de San José se observa un ejemplo del plegamiento sobre rocas calizas (Figura 2.10). Por el grado de

alteración de la roca no siempre es posible apreciarla, su color es pardo claro y los estratos son de espesor variable. En este se observa la presencia de fósiles muy probablemente biomicritas con componentes aloquímicos.

Los sedimentos arcillo-arenosos, predominantes en la zona de estudio, son las arcillas y las arenas. Estos estratos presentan una coloración variable (parda, blanco-amarillenta, gris y gris verdosa). También se han observado depósitos de arcilla con apreciable cantidad de materia orgánica.

Figura 2.9**.** Se aprecia una serie de estratos de areniscas y lutitas con un alto grado de meteorización de la roca. Vista en la carretera de Las Tablas-Pedasí cerca de la entrada a San José.

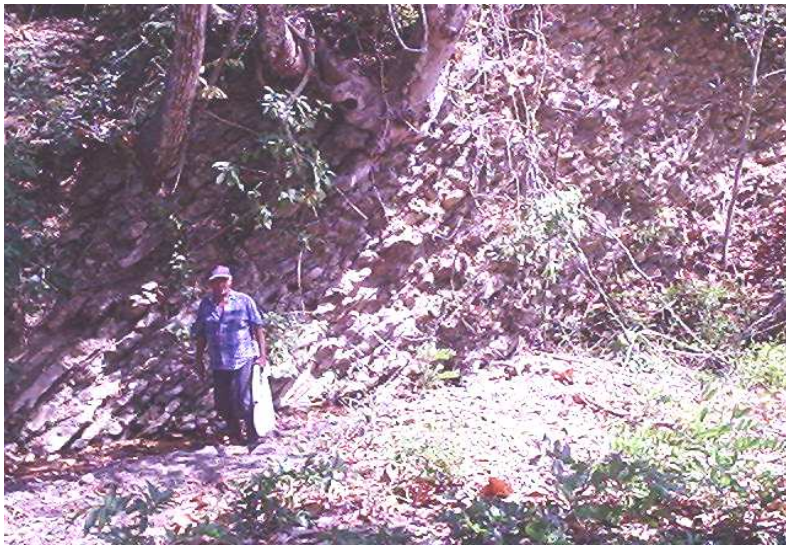


Figura 2.10. Afloramiento de caliza de la Formación Macaracas en la Quebrada La Cruz, se aprecia el espesor, el buzamiento y la dirección en conjunto de los estratos. En el mismo se observa una intensa fracturación.

Los estratos se presentan en delgados horizontes de 5 a 10 cm de espesor. En los estratos observados no se aprecian horizontes de grava, lo que pone de manifiesto un régimen único de transporte y deposición de los mismos.

Hacia el SW la formación ocupa posiciones topográficas medias con cotas del orden de 50-60 m, recubriendo la planicie y parte de las lomas asociada a la formación Playa Venado. Esta unidad está constituida por un bajo porcentaje (menos del 1%) de arena gruesa, gravilla y gravas, la cual se encuentra dispersa en la matriz. Quizás este porcentaje aumenta en la zona correspondiente al cauce de los ríos en donde se forman terrazas con cantos rodados de los ríos Mensabé y Salado. En la Quebrada La Ermita esto constituye la excepción ya que las diaclasas y fracturas estarían rellenas de material fracturado y arcillas.

El sector de las terrazas presenta arenas medias a finas con algunos episodios de gravas, de regular a mala selección. Los clastos se aprecian de sub-redondeados a sub-angulosos, generalmente polimícticos, con una matriz limo-arcillosa de color pardo.

En las proximidades del tramo final del río Mensabé, hacia el NW de la población de San José, la formación se presenta con intercalación de niveles arenosos moderados. Esta distribución, también se encuentra en la conjunción de las Quebradas Mariana y Mensabé.

2.2.3. Descripción y análisis de los perfiles geológicos

Con los datos de campo y la información obtenida en las fotografías aéreas se construyeron dos perfiles geológicos, con los que se describe la geología del sector seleccionado. Estos se denominaron Perfil **A-A´** y Perfil **B-B´**. La localización y orientación de estos se aprecia en la Figura 2.4, a continuación se describen las formaciones geológicas y las estructuras tectónicas que disecta cada perfil:

Perfil A-A' (Desde Cerro Paja a los Esteros del Río Mensabé)

Tiene una longitud de 22.5 Kilómetros y una orientación SW-NE, iniciando por el Cerro Paja en las coordenadas UTM 576,000 E y 840,000 N y finalizando en el Estero del Río Mensabé, en las coordenadas UTM 590,750 E y 856,450 N.

a) A partir del Cerro Paja atravesando una serie de cerros hasta el Cerro Barnizal, las rocas que afloran pertenecen a la formación Valle Riquito (TEO-RIQ). Es un cuerpo intrusivo que se elevo y atraviesa el basamento de la formación Playa Venado. El perfil disecta una falla normal en donde se observa un desplazamiento de los bloques en forma vertical.

b) Iniciando desde la base del Cerro El Barnizal hasta la base de la Loma La Mesa, las rocas que afloran corresponden a la formación Playa Venado (K-VE). En esta sección la formación es disectada por varias fallas y entre estas tenemos a la falla Pedasí, con un movimiento de desplazamiento normal y horizontal.

c) Desde la base de la Loma La Mesa hasta el límite donde empieza la planicie ondulada cerca de la Quebrada Mariana, aflora la formación Macaracas (TO-MAC). Esta zona está constituida por estratos sedimentarios plegados. Las calizas, de la misma formación, buzan por debajo del paquete de lutitas y areniscas tobaceas en dirección a la costa.

d) Del límite de la planicie ondulada hasta la carretera Las Tablas-Pedasí, aflora la formación Macaracas. En esta zona, se observaron plegamientos de areniscas y lutitas en varios sitios de la planicie especialmente en las quebradas. Estos plegamientos son producidos por el levantamiento del intrusivo de la formación Valle Riquito que aflora en ambas márgenes de la vía Las Tablas-Pedasí.

e) En ambas márgenes de la carretera Las Tablas-Pedasí aflora un cuerpo intrusivo alterado y erosionado de la formación Valle Riquito (TEO-RIQ), que atraviesa las formaciones Playa Venado y Macaracas. Este se extiende a través de una serie de colinas bajas.

f) El perfil concluye en terrenos donde aflora la formación Macaracas (TO-MAC) en una planicie costera por donde confluyen los Ríos Mensabé y

Salado y que desembocan en un Estero bordeado por Manglares. En esta sección la formación Macaracas es disectada por dos fallas que se orientan paralelas a la costa y con orientación NW-SE.

Perfil Geológico B-B' (Peña Blanca - Las Herreritas)

Este perfil tiene una longitud de 15.8 kilómetros y una orientación NW-SE, el mismo se inicia en el poblado de Peña Blanca en las coordenadas UTM 579,700 E y 852,600 N y termina en el Poblado de Las Herreritas, en las coordenadas UTM 588,700 E y 839,500 N.

A continuación se describen las formaciones geológicas y las estructuras tectónicas que disectan este perfil (Figura 2. 12):

a) El perfil recorre un terreno plano con elevaciones menores a los 100 metros, inicia en el Poblado de Peña Blanca en donde aflora la Formación Playa Venado (K-VE). Esta formación subyace por debajo de una serie de sinclinales y anticlinales de la Formación Macaracas.

b) En la planicie, el contacto de la Formación Playa Venado y la Formación Macaracas (TO-MAC), se produce en el flanco izquierdo de un anticlinal compuesto por estratos de areniscas. En esta sección, fluye el Río Mensabé.

c) En el flanco derecho del anticlinal mencionado anteriormente, aparece la Quebrada Galopino. En esta, se observa un estrato de roca caliza que forma un pliegue sinclinal, por efecto de una falla. Este sinclinal, se extiende hasta las inmediaciones de la Quebrada Mariana. Sobre este estrato, descansan las areniscas y arcillas.

d) Entre la Quebrada Marañón y la Quebrada Paradero se produce un sinclinal. Este es producido por un sistema de fallas próximo a éstas. Esta sección tiene partes donde los estratos han sido elevados y hundidos por el movimiento de las fallas. Finalmente, esta sección concluye en el flanco derecho del sinclinal en donde afloran estratos de calizas, próximos a la Quebrada Mariana.

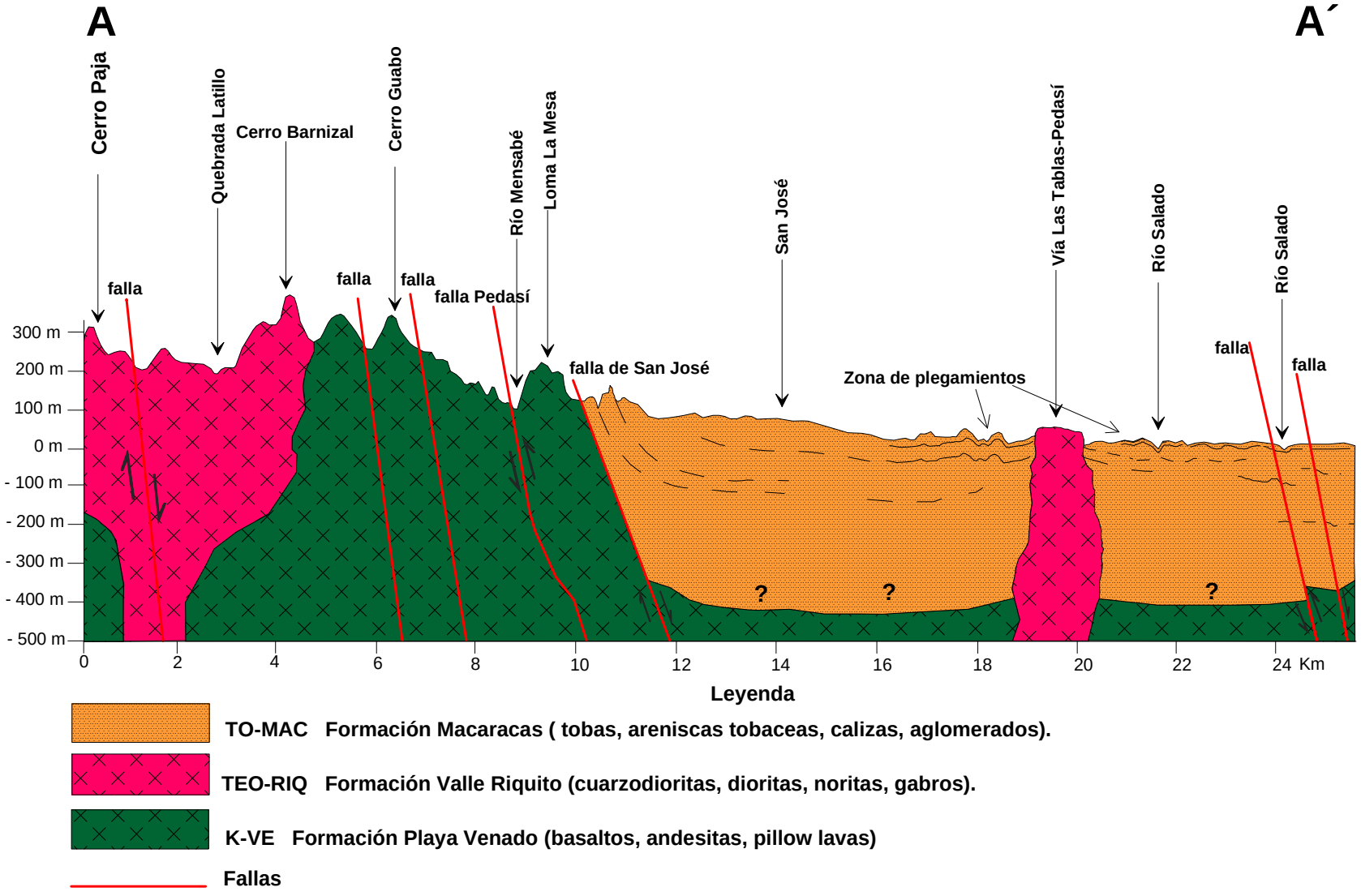


Figura 2. 11. Perfil Geológico AA´

g) Desde el límite donde finaliza el sinclinal de la Formación Macaracas, aflora nuevamente la Formación Playa Venado. En esta zona el terreno es de relieve ondulado hasta el poblado de Las Herreritas. Esta sección de la formación es disectada por los Ríos Salado y Pocrí y por dos fallas, una al este del Río Salado y otra al este del Río Pocrí.

2.2.4. Descripción de las principales alineaciones estructurales

A continuación se describen las principales fallas y alineaciones tectónicas localizadas en esta región y que se identifican en el mapa geológico de las figura 2.3 y 2.4.

a) Se ha identificado una falla regional de extensión considerable (70 Km) y que corre paralela a la línea costera en tierra firme con una dirección NW-SE. Esta se encuentra a una distancia entre 2 y 2.5 Km de la costa y se extiende desde la desembocadura del Río La Villa en la Provincia de Herrera hasta Pedasí en la Provincia de Los Santos (figura 2.3).

b) Al Oeste de esta falla regional, esta es disectada por otra falla, de menor extensión que se extiende desde la desembocadura del Río Pocrí hasta la Ciudad de las Tablas. Siguiendo, en esta zona, el alineamiento de la Quebrada La Ermita. Esta falla es disectada por otras cuatro de menor extensión con una dirección SW-NE, ubicadas al SE de la desembocadura del Río Salado (figura 2.3).

c) En el Río Mensabé cerca al Poblado de Cañafistulo se localiza la falla Pedasí, esta se extiende de NW-SE. La misma se observa perfectamente en el campo, así como en las ortofotos y en el modelo de elevación digital del terreno. En el modelo digital se aprecia una serie de alineamientos paralelos a la falla de Pedasí que pueden ser fallas menores o fracturas en la superficie (Figura 2.4).

d) En la zona en donde el Río Mensabé abandona el cauce encajonado por donde se alinea la falla Pedasí y fluye hacia la planicie ondulada o glacis, se bifurcan dos fallas paralelas con dirección NW-SE. La primera

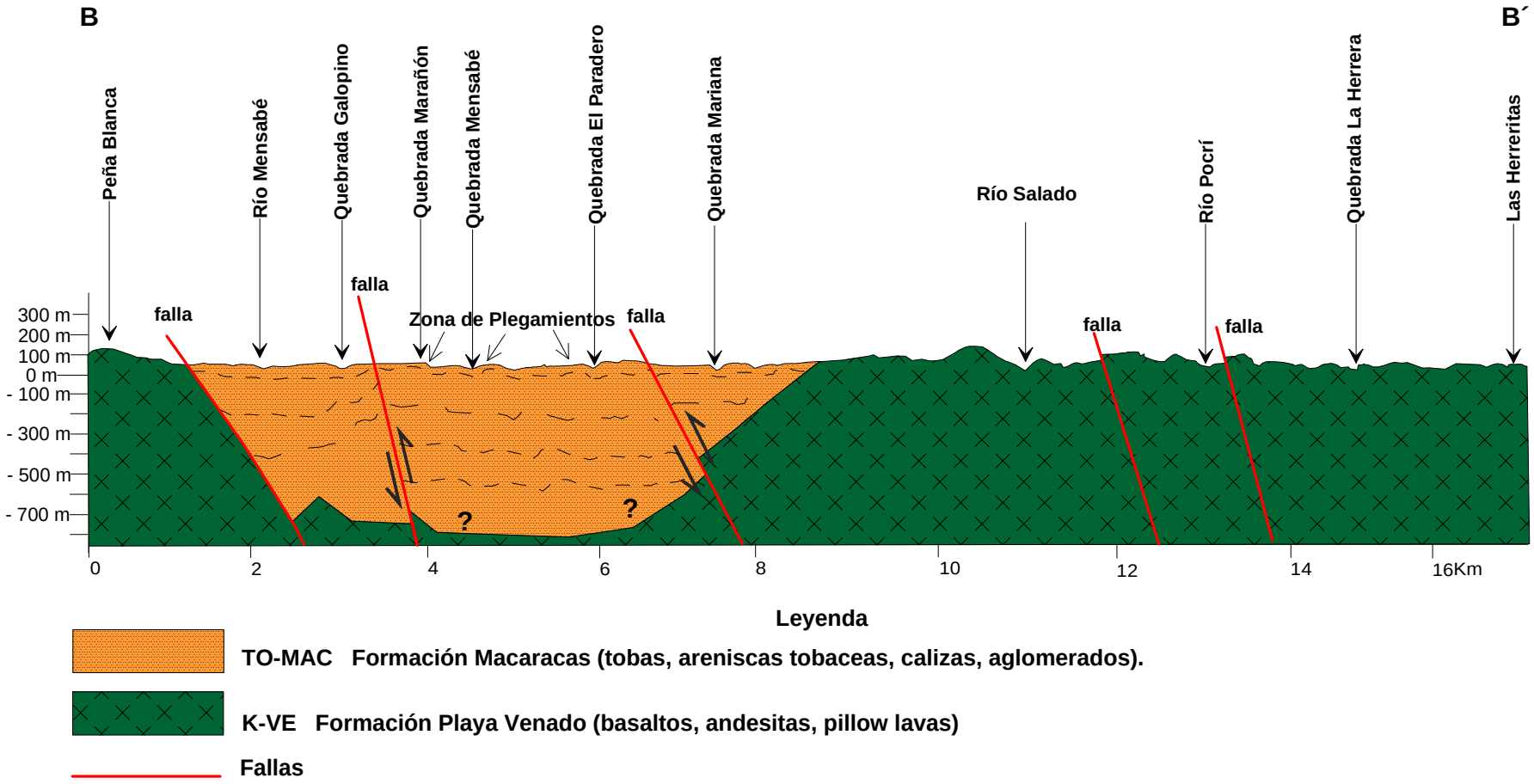


Figura 2. 12. Perfil Geológico BB´ que cubre la zona central SW hacia San José.

se alinea a lo largo del límite entre los cerros y la planicie ondulada; desde Loma Las Uvas a Cerro Perales. La otra falla un poco al Este, parte de esta zona del Río Mensabé y se dirige hacia el Río Guararé con una alineación paralela a las Quebradas Ciénaga y El Barrero (figura 2.4).

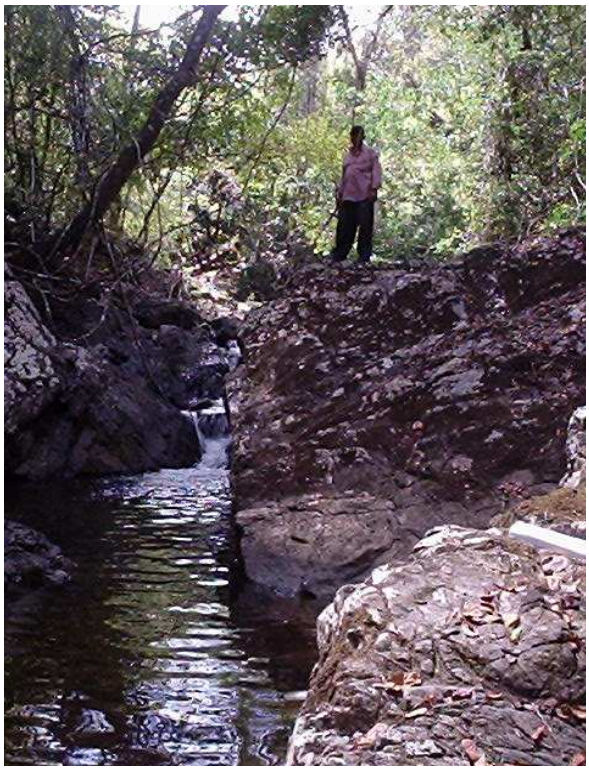


Figura 2.13. Alineación de falla Pedasí en el Río Mensabé.

e) En el sector SW, en donde se emplaza la formación Playa Venado, hay una serie de fallas que se disectan y cortan entre sí. Estas se originan desde Valle Rico y Valle Riquito con dirección preferencial SW-NE. Estas disectan transversalmente a la Falla Pedasí y al Río Mensabé. Una prolongación de estas fallas se extiende y corre paralela en la margen izquierda del Río Mensabé en la planicie e intersecta la Falla Pedasí (figura 2.4).

f) Desde el Cerro Higuerón se origina una falla con dirección NW-SE y que culmina en las proximidades del Poblado El Cañafistulo. Esta corta y disecta el grupo de Fallas de Valle Riquito. y una falla que se dirige desde El Cañafístulo hasta el Río Pocrí a unos dos kilómetros al NW del poblado de Pocrí (figura 2.4).

g) De la Loma La Mesa cerca de la Quebrada Mariana y el Cerro La Mina con dirección E-W, se extiende a una falla a lo largo de un relieve conformado por colinas que culminan en el Río Podrí (figura 2.4).

h) Una pequeña falla que inicia en Loma Platanares y se alinea con la Quebrada Latillo hasta el Poblado de Bajo Corral, se orienta en dirección E-W (figura 2.4).

2.3. Geomorfología del área de estudio

2.3.1. Hidrografía

Para iniciar el análisis de la zona desde la perspectiva geomorfológica es necesario evaluar la hidrografía desde una perspectiva regional; estudiando el sistema de drenaje como una cuenca. En este sentido, la red de drenaje puede considerarse como drenajes del tipo exorreico, o sea, que son cuencas en las que los ríos de primer o segundo orden vierten sus aguas a un río principal y éste las transporta hasta el mar, esto da como resultado la variabilidad de escenarios a lo largo del río (Kondolf et. Al. 2003), una vista de la distribución de la hidrografía del área de estudio se presenta en el mapa del anexo 1.

Regionalmente los drenajes superficiales (cauces de ríos y quebradas) muestran una trayectoria de líneas rectas que cambian abruptamente en forma angular, formando bloques ortogonales. (Armbrust et al. 2003; del Giudice & Recchi 1969).

Al oeste de Las Tablas y cercana a esta población, drenan tres microcuencas. Éstas están constituidas por la Quebrada La Ermita, Quebrada El Carate y el Río Perales. Pueden clasificarse como dendríticas y todas drenan hacia el Río Perales, que es el único que mantiene un drenaje permanente.

En los alrededores de la comunidad de San José, se encuentran las microcuencas de la Quebradas Mariana, Mensabé y Paradero; estas quebradas nacen en el cerro Evangelisto y drenan de forma paralela una con respecto a la otra, hasta la conjunción con el Río Salado, erosionando un sistema de colinas bajas de origen sedimentario, que están constituidas fundamentalmente por lutitas, areniscas y calizas.

Sobre esta cuenca se pueden definir varios tipos de drenaje los cuales han contribuido a definir ciertas formas y ambientes morfológicos (Huggett 2003). Así se pueden definir formas fluviales no afectadas por estructuras en donde se evidencia un drenaje subparalelo en los drenajes de primer y segundo orden que vierten sus aguas al río Mensabé en la parte alta de la cuenca, definiendo valles profundos en forma de "V". La parte media y baja de esta microcuenca se caracteriza por ser meándrica, en especial en la zona deltaica, producto de la perdida de energía a lo largo del cauce.

La microcuenca del Río Salado, en su parte alta esta controlada por la falla Pedasí, presentando pocos tributarios. En la parte baja, este drenaje es clasificado como subparalelo, pero no tan agresivo como el del río Mensabé ya que la incisión hídrica no es tan profunda; esto clasifica esta parte de la microcuenca como una región con actividad tectónica en el pasado reciente.

Una última microcuenca analizada, es la del Río Pocrí la cual es considerada como dendrítica y al igual que la anterior, presenta pocos tributarios en su parte alta. En la parte baja de esta cuenca uno de sus tributarios define una forma circular propia de cuerpos intrusivos.

Pequeños cuerpos de agua semi permanentes fluyen de manera directa hacia el mar, tal como las quebradas Las Cocobolas, Juan Díaz Abajo y Santo Domingo. Estas quebradas nacen a partir de los cuerpos intrusivos erosionados, próximos a la población de Santo Domingo. En la zona de costa donde desembocan estas microcuencas ocurren procesos geomorfológicos definidos como flechas litorales, donde se da la intrusión de cuerpos de agua con alto contenido de salinidad tierra adentro, lo cual se corrobora con la coloración y el estado de alteración de los suelos.

Al oeste, sur y suroeste de la comunidad de Las Tablas, el drenaje presenta curvaturas definiendo una estructura semicircular, misma que es observada en las fotos aéreas, siguiendo las quebradas El Carate al oeste de Las Tablas y la quebrada Las Lajas al sur–sureste de la misma población. Por otro lado, las quebradas La Ermita y la Cruz nacen de la parte elevada de una estructura semicircular hacia el norte.

2.3.2. Pendientes

En términos generales, las pendientes en la región se pueden clasificar en pendientes muy bajas, localizadas en la zona de costa, estas van desde áreas planas hasta los 2° de inclinación. Están, por otro lado, las pendientes bajas, características de regiones de acumulación hídrica, planicies aluviales y fluviales bajo procesos erosivos, se observan de manera muy clara en las terrazas aluviales en estas las pendientes van desde los 2º hasta 8º.

Las pendientes en las zonas de colinas bajas, que están bajo un proceso erosivo, presentan pendientes entre los 8º y 20º, lo que permite clasificarlas como pendientes medias. La zona de cerros bajos, los cuales constituyen la zona afectada por el tectonismo y por las rocas ígneas terciarias presentan pendientes mayores a los 20º y en algunos casos, en especial donde se localiza la falla Pedasí, las pendientes son mayores, alcanzando pendientes de hasta 50º, lo cual es típico en frentes de montañas formadas por fallas normales (Strahler 1952).

2.3.3. Geomorfología

En la elaboración del mapa geomorfológico se ha empleado la metodología propuesta por Lozano & Sánchez (1997), la cual toma como base la información plasmada en los mapas topográficos, geológico y las fotografías aéreas.

A partir de la información topográfica se construyó un modelo digital del terreno (MDT) que sirve de apoyo en el estudio de los procesos geomorfológicos. El uso de esta información, conjuntamente con el ulterior trabajo de campo ha permitido una mejor apreciación de las características morfoestructurales de la zona. A partir del MDT, se ha definido el trazado de las principales alineaciones y las fallas, que posteriormente han sido comprobadas en el campo.

De cierta manera, el mapa geomorfológico ha sido elaborado en base al contexto estructural, el de las geoformas, los procesos erosivos y acumulativos. Hay que resaltar sin embargo, que el uso del suelo, ha incidido en la evolución geo-morfológica de la zona. En términos generales, la región que va desde Las Tablas hasta San José, se puede separar desde el punto de vista fisiográfico en tres grandes regiones, una zona de cerros y colinas alineadas, una zona central de relieve intermedio y una zona costera preferentemente llana.

La región de estudio abarca desde Las Tablas hasta el sur de San José y desde la línea de costa al este, hasta el sistema de cerros bajos al oeste. En la Figura 2.14 se aprecia desde el Cerro Evangelisto una vista panorámica de la población de San Jóse y parte de la región del estudio.

Figura 2.14. Vista panorámica de la región de San José. Se aprecia, además del sistema de cerros bajos, las zonas planas a onduladas que se extienden hasta Las Tablas; al fondo estaría la zona de costas.

Puede considerarse que las unidades morfoestructurales comprendidas están originadas por dos ambientes: el ambiente tectónico y el ambiente sedimentario. Esta clasificación geomorfológica, puede considerarse general si se toma en cuenta los diversos agentes que participan en el modelado de la estructura superficial de la zona. Partiendo de esta sistematización, se toman en consideración otras subdivisiones que se presentan en la Figura 2.15.

3.3.3.1. Ambientes de origen tectónico

Corresponden a este ambiente le corresponden todas aquellas zonas en las que el origen de las rocas es ígneo. Formadas a raíz de procesos volcánicos o levantamientos tectónicos, ya sea por la colisión de placas o por fallas activas. En éste, los procesos erosivos se hacen evidentes, de forma tal que se pueden determinar zonas con mayor grado de intemperismo y sedimentación.

Esta región geomórfica cuyo ambiente es de origen endógeno, se localiza hacia el oeste y suroccidente del área de estudio. Dominada por cerros bajos (menos de 500 msnm) y que corresponden a la Formación Playa Venado ya

descrita en esta investigación. La misma está controlada por estructuras o fallas cuyas orientaciones son de rumbo noroeste – sureste (NW 20 SE).

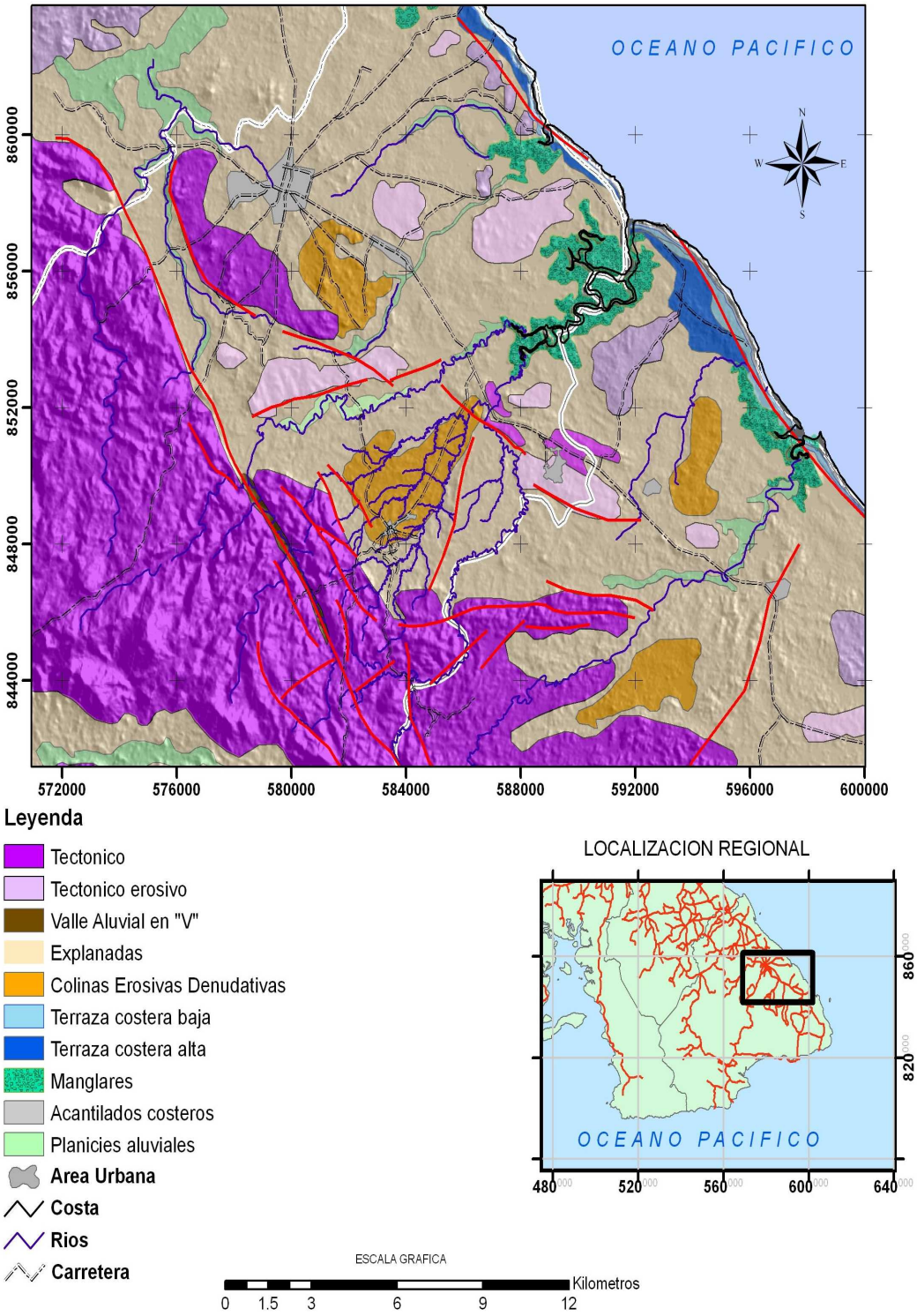


Figura 2.15. Mapa Geomorfológico del área de Las Tablas.

Al sur y sureste de la zona de estudio encontramos igualmente una morfología de origen tectónico, separada por la formación de valles profundos, producto de la tectónica. Este grupo morfotectónico endógeno, se diferencia del anterior porque su morfología es dominada por cerros muy bajos y colinas que están controladas por algunas alineaciones morfológicas. Su clasificación se establece a partir de la interpretación de las fotos aéreas y el modelo digital de terreno (MDT). En la figura 2.16, se aprecia una vista parcial de estas estructuras geomórficas.

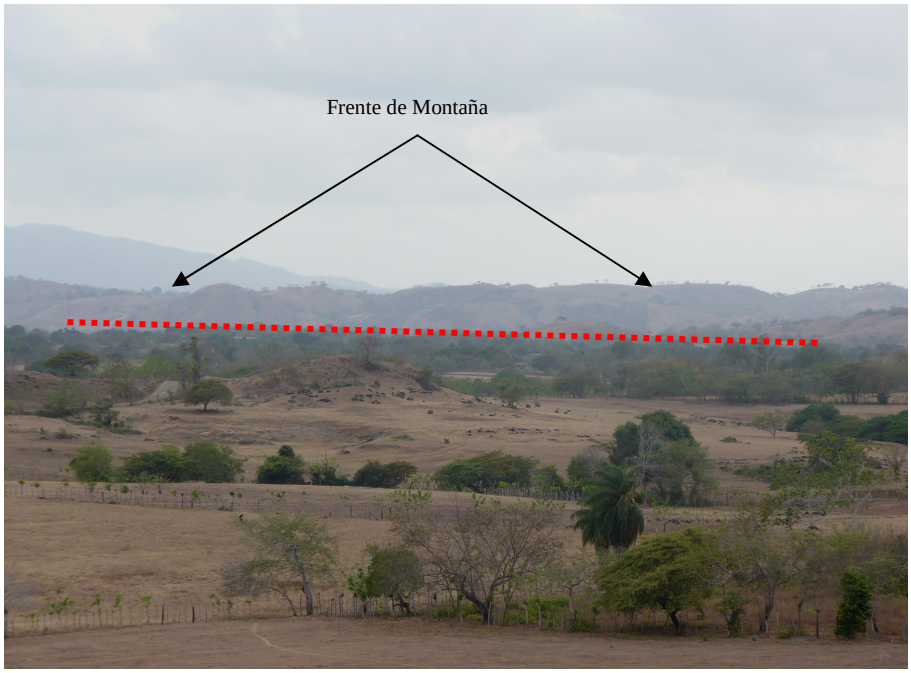


Figura 2.16. Vista de los cerros que constituyen las formas tectónicas o frente de montaña levantadas por la falla sobre el río Mensabé (línea segmentada en rojo).

Al oeste de Las Tablas existe evidencia de una estructura semi-circular, mencionada anteriormente. Esta estructura ha sido clasificada como un cuerpo de origen tectónico erosivo. Por su morfología, ésta se puede clasificar como una formación de origen volcánico muy antiguo. Está constituida por cerros bajos (100-300 m), colinas y lomeríos. Las rocas que lo conforman son basaltos y aglomerados volcánicos, la pendiente buza hacia el norte, en dirección a los depósitos de la erosión.

Por esta misma zona, se observan dispersos otros cuerpos intrusivos, bajo procesos erosivos, definiendo una serie de colinas y lomeríos de poca elevación (50-100 msnm).

Por otro lado y en base a su distribución espacial se definen alineamientos característicos asociados a un vulcanismo antiguo. La dirección de la pendiente se hace evidente en la zona de costa donde afloran aglomerados volcánicos. Estos, están bajo un proceso abrasivo, al tiempo que definen costas altas con acantilados.

Estos cuerpos han sido levantados por actividad tectónica y alrededor de estos se encuentran sendos paquetes de material sedimentario, (véase la figura 2.17).

Otras fallas o alineaciones y estructuras semicirculares de menor jerarquía están de forma paralela al eje principal (Falla Pedasí). Estos se presentan controlando cuerpos tectónicos intrusivos erosivos. Un ejemplo evidente se da en el margen este de la Quebrada El Barrero donde la falla principal ha plegado estratos de areniscas finas y lutitas evidenciando esfuerzos de tipo normal.

Figura 2.17. Vista de la terraza aluvial (foto de izquierda) donde se aprecian zonas onduladas a planas y al fondo de la vista pequeños cerros y colinas aisladas que conforman los intrusivos erosionados. Formación tectónica erosiva, en la base se aprecian los basaltos.

En la región existen fallas paralelas al eje principal, las que han sido definidas por el sistema de drenaje o por los alineamientos observados en el modelo digital del terreno. Se caracterizan por ser de menor longitud y controladas por los cuerpos volcánicos terciarios. Los principales alineamientos del lado este del eje principal están orientados en dirección este a oeste.

A partir de los datos descritos se puede argumentar que el eje principal del modelo estructural en la región, corresponde a la Falla Pedasí. La misma es una falla normal, definida así por su morfología ya que ha dejado en evidencia un frente de montaña con pendientes de más de 50º. Por otro lado tiene una orientación SE-NO. De igual manera, esta ejerce un control en los diferentes ríos de la región tales como la cuenca alta de los ríos Mensabé y Salado.

Mediante el empleo de fotografías aéreas se definieron los principales planos de fracturas en los alrededores de San José y Las Tablas, los cuales son producto del tectonismo en la región. De esta manera, se observó que las fracturas presentan esfuerzos preferenciales en las direcciones E-O, NE-SO, SE-NO, tal es el caso del intrusivo de la formación Valle Riquito localizado al este de la carretera principal (rumbo a Pocrí), en donde el cuerpo intrusivo presenta fracturas hacia el NO.

3.3.3.2. Formas de origen sedimentario

Dentro de la geomorfología presente en el área de estudio destacan las geoformas de ambiente sedimentario. Estas fueron subdivididas en dos categorías. La primera son las formas del terreno que corresponden a los ambientes sedimentarios acumulativos. Estos son los lugares con forma de relieve capaces de retener el material transportado (valles, depresiones, manglares y costas). El ambiente sedimentario es erosivo, acumulativo y marino costero. Por otro lado, el ambiente tectónico erosivo constituido por un sistema de cerros bajos de origen vulcano-tectónico, controlados por un sistema de fallas.

El otro grupo identificado es el de las colinas bajas y zonas planas sometidas a procesos erosivos hídricos, que corresponden a una geomorfología exógena erosionada. Entre las formas de origen sedimentario podemos distinguir las de ambiente acumulativo y las de ambiente erosivo, que se describen a continuación.

a) Ambiente sedimentario acumulativo

Las zonas acumulativas, que corresponden a los ambientes costeros y fluviales, son definidas como zonas de poca elevación. Por lo general, la

pendiente es baja (menos de 12 grados) en la proximidad de los cerros, alcanzando hasta un (1) grado en la línea de costa (Figura 2.18).

La zona de costa está conformada, en mayor proporción, por costas bajas arenosas, segmentada por pequeños espolones, que corresponden a los cuerpos volcánicos emergidos. Estos últimos, forman parte de las zonas de costas altas, que se ven afectados por los procesos de abrasión (ver la Figura 2.19). Además, existen acantilados conformados por rocas sedimentarias, afectados por procesos erosivos, lo que causa un retroceso en la línea de costa.

Figura 2.18. La principal característica de las costas al sur de la región de estudio es que tienden a ser más arenosas y prácticamente con una solo nivel de terrazas. Playa La Candelaria.

Otra manera de clasificar las costas es en dependencia del número de terrazas identificadas. En este sentido, se han identificado, al menos dos niveles de terrazas litorales. Las terrazas costeras bajas que son aquellas en las que se puede identificar la zona de playa y cuya pendiente es menor a los dos grados. En el otro grupo, las terrazas cuyas pendientes tienen de 1 a 5 grados de buzamiento. Estas se identificaron en el campo y en la mismas se detectaron cambios químicos y de coloración de los suelos.

En las zonas de costas existen cuatro cuerpos biogénicos (manglares), característicos de zonas negativas donde el material erosionado y transportado se sedimenta. Entre las zonas de manglares y las playas se dan algunas flechas litorales. A través de las cuales, las aguas marinas penetran tierra adentro

causando una salinización de los cuerpos de agua. Esto se hace evidente, a cierta distancia de la zona de costa, por el tipo de vegetación, su coloración y la degradación de los suelos.

Las planicies fluviales, se encuentran bordeando las márgenes de los ríos principales. Es importante resaltar que en muchos de ellos no existe una recarga de agua sustancial, capaz de cubrir las terrazas inundables. Otro aspecto es que en los ríos por donde se pudo hacer un recorrido, se observa un suelo en formación (suelo húmico) de poco espesor. Por debajo de este, se observó un horizonte arcilloso y más abajo se apreció un material grueso (grava). Este último se encuentra bastante profundo, lo cual es un indicativo de la pérdida de caudal en estos ríos.

Figura 2.19. Espolón costero sobre el cual actúa el proceso de abrasión.

b) Ambiente sedimentario erosivo

Esta es una zona amplia que se encuentra a lo largo de toda la región, localizada entre la zona costera y la zona de ambiente tectónico, interrumpida o cortada por algunas planicies inundables o por la presencia de algunos cuerpos intrusivos que están siendo erosionados.

La región central, vista desde una perspectiva noroeste sureste, está dominada por una mezcla o combinación de factores, ya que existen procesos

erosivos y acumulativos sobre la misma. Dicho de otra manera, la región donde se ha establecido la población, está conformada por depósitos acumulativos conformados por terrazas aluviales cuaternarias, asentadas sobre rocas de origen sedimentario del terciario medio, que constituyen la formación Macaracas.

Estas explanadas controlan los procesos fluviales cuyo tipo de drenaje en la parte media es dendrítico y meandriforme en la zona de costa. Esto ocurre especialmente en los cuerpos o zonas de manglar. Debido al sistema de drenaje existen estos procesos erosivos los cuales pueden ser considerados como severos. Debido, en primera instancia, a la poca cobertura vegetal y a la sobre explotación de las tierras en donde se incluyen prácticas inadecuadas para sistemas de cultivo, un ejemplo de ello se muestra en la foto de la Figura 2.20.

Figura 2.20. A la izquierda formas de colinas bajas con procesos erosivos, a la derecha se observa las planicies y terrazas aluviales que circundan las colinas. En ambas fotos se aprecia la severa acción antrópica de deforestación.

Sobre la quebrada El Barrero, al W de Las Tablas, se aprecian depósitos de acumulativos recientes. Por otro lado, en este mismo sector, los estratos de areniscas de grano fino están basculados con ángulos de buzamiento entre 40 y 50 grados y su rumbo es de N70E (Ver Figura 2.21).

En los alrededores de San José, se observaron severos procesos erosivos sobre un suelo arcilloso pardo–rojizo. Estos suelos sobre-yacen a estratos de areniscas, lutitas y calizas. Al parecer, el grosor de las lutitas es mayor que el de las otras rocas. Sin embargo, la capa de caliza localizada al sur-sureste de San José presenta un grosor considerable. Este paquete de calizas buza entre 25º y 35º al noroeste. Las calizas también fueron localizadas al noroeste de esta comunidad, pero con menor potencia y muy fracturadas.

Figura 2.21. En La foto de la izquierda se observan las areniscas y lutitas estratificada buzando 45° hacia el noroeste, estas rocas se localizan al oeste de Las Tablas, enmarcadas en una planicie aluvial. A la derecha y en el mismo cauce se pudo apreciar una pequeña falla normal, las líneas rojos segmentada es la falla y la línea de color negro describe los estratos desplazados.

La característica de estos suelos es que son arcillosos, de color pardo oscuro a chocolate, comportándose en cierta forma como arcillas expansivas.

Al oeste de San José se encuentra un valle o garganta en forma de “V”, producto del proceso erosivo y del levantamiento tectónico en la región. Esta garganta se localiza entre sendos cuerpos intrusivos del Terciario. La diferencia topográfica relativa es de unos 35 metros aproximadamente.

Son pocos los procesos erosivos gravitacionales que ocurren en la zona y que en la historia de la población hayan ocurrido. Estos procesos, dan origen a una geomorfología de acumulaciones de piedemonte, abanicos o conos de deyección. En el trabajo de campo, se pudo observar una zona de inestabilidad de ladera antigua. En esta, la forma del cerro es cóncava en la parte frontal con vista hacia San José (ver Figura 2.22). Se evidencia además una forma semi-circular la que se atribuye a una cicatriz de coronación. Por otro lado, las pendientes al pie del cerro son menores a los 10 grados, lo que puede atribuirse a un cono de deyección.

Figura 2.22. Pequeño cerro al oeste de San José donde se observa una forma cóncava, que evidencia un antiguo deslizamiento, hacia la zona central.