

Capítulo II

Marco geológico

2.1 Antecedentes sobre el origen y emplazamiento del Complejo de Nicoya y la cobertura sedimentaria

Dengo (1962) en su estudio geológico de la región de Guanacaste propone que el Orógeno del sur de Centroamérica se inició con un arco de islas primitivo lo que él llama como arco insular volcánico cuya edad es probablemente del Jurásico o Cretácico inferior. Además menciona que las islas volcánicas probablemente se formaron a lo largo de zonas de transición entre corteza del Caribe occidental y corteza oceánica del Océano Pacífico. Estas islas dieron origen a las lavas y aglomerados del Complejo de Nicoya. Probablemente el vulcanismo continuó junto con sedimentación (en amplios canales y cuencas) e intrusiones de diabasa y gabro. Es en esta fase donde el mismo autor propone que las rocas más antiguas (peridotitas de la Península de Santa Elena) son más antiguas o contemporáneas al Complejo de Nicoya, o bien, pueden representar parte del basamento oceánico o del manto sub-cortical que ha aflorado. Esta fase es la que Dengo (1962) denomina prototectónica.

La fase orogénica que abarca desde finales del Cretácico hasta el Plioceno se caracterizó por emersión, hundimientos y movimientos tectónicos que produjeron plegamientos como resultado de esfuerzos compresivos noreste a suroeste. Se dio entonces la sedimentación en diferentes ambientes. La fase final Mioceno al Plioceno está marcado por un episodio volcánico.

La fase post-orogénica Plioceno-Pleistoceno se caracterizó por un levantamiento general acompañado por fallamiento normal que produjo la depresión del Tempisque. También está representada por el vulcanismo Cuaternario controlado por las líneas de afallamiento con dirección noroeste-sureste.

Galli-Olivier (1979) se refiere respecto al origen del complejo que la antigua fosa que dio origen al arco de islas de América Central estuvo en un ambiente intraoceánico, o sea en corteza oceánica, a partir de lo cual la colisión entre las placas Pacífica y Caribe en el Santoniano superior o Campaniano inferior se origina un prisma acresional ofiolítico compuesto por rocas del manto, corteza oceánica y rocas pelágicas. Ese proceso tectónico de prismas de acresión forman secuencias pseudoestratificadas que es lo que representa el Complejo de Nicoya.

De Boer (1979) propone que el arco externo de Costa Rica está formado principalmente por corteza oceánica que fue generada a lo largo de un centro de dispersión norte-sur llamado la Dorsal de Carnegie antecesor de Galápagos durante el Coniaciano tardío, y que ha sido expuesta a lo largo de la costa pacífica de Costa Rica debido a la interacción Coco-Caribe. Durante el Paleoceno esta corteza oceánica se fragmenta y forman las placas Coco y Caribe. La fragmentación origina dos cinturones volcánicos paralelos en el Valle del Tempisque, el cual es un remanente activo durante todo el Eoceno. La depresión del Tempisque es transformada en un área volcánica. Lo anterior permite postular según el autor que la subducción de la placa Coco debajo de la placa Caribe se inicia durante el Oligoceno, a lo que se le asocia el vulcanismo de la Cordillera de Tilarán.

Kuijpers (1979 y 1980) propone que las Unidades Matapalo y Esperanza se pueden considerar como tajadas de corteza oceánica que fueron generadas por la actividad de una dorsal oceánica. Dicha serie ofiolítica se empezó a acumular desde el Cretácico inferior hasta parte del Santoniano. El emplazamiento de estas unidades o "nappes" ofiolíticos como lo llama el autor estuvo asociado con intenso plegamiento. En el Campaniano y el Eoceno medio el área se onduló originando cuencas profundas. Desde el Mioceno se originaron ondulaciones corticales que dieron lugar a un domo (actual Península de Nicoya) y un sinclinal (Golgo de Nicoya) que son el resultado de la compresión de la placa Coco. De lo anterior resulta que el arco magmático permaneció desde el Campaniano directamente en el área de la Península de Nicoya y hay aceptación de que el actual arco fue originado por la placa Coco. Al parecer la zona de subducción quedó establecida a partir del Campaniano.

Schmidt – Effing (1980) propone el origen y emplazamiento del Complejo de Nicoya a partir de la dorsal asísmica Nicoya – Azuero, que se desarrolló y extendió muy lejos en el Pacífico después del Jurásico. Esta dorsal se estuvo moviendo hacia una zona de subducción que el autor llama Nicaragua-Panamá y que empezó al principio del Cretácico superior. Finalmente en el Eoceno se dio la nueva y amplia zona de subducción llamada fosa Mesoamericana.

Durante el emplazamiento y después ocurrieron erupciones volcánicas que formaron buena parte del Complejo de Nicoya y que el autor llama subcomplejos: Brasilito, Junquillal, Murciélago, Garza, Gofito y Quepos. Después de la destrucción de la dorsal asísmica y de la formación del subcomplejo Quepos se da la formación en el Paleoceno-Eoceno de la actual fosa de subducción hasta hoy activa. Después del Eoceno se construye un prisma de acreción por procesos de bajocorrimiento.

Baumgartner (1984) concuerda con lo expuesto por Galli-Olivier (1979) en que la subducción iniciada en el Santoniano tardío originó un prisma de acreción compuesto por remanentes del piso oceánico antiguo del Pacífico no afectado por la subducción. Al comparar la ausencia de secuencias clásticas se sugiere una subsubducción intraoceánica donde la acreción produciría una secuencia pseudoestratificada formada por un conjunto muy incompleto de "tajadas" o "escamas", que reflejan el área subducida de la corteza oceánica.

Bourgois et al. (1984) menciona que la característica más importante del Complejo de Nicoya son los napes de Santa Elena y Matapalo que fueron emplazados desde el norte hacia el sur durante el Santoniano.

Baumgartner et al. (1984) dividen en dos fases la historia geológica del litoral pacífico:

- Fase pre-Campaniana sedimentos asociados con basaltos toleíticos formados en una dorsal oceánica o en un arco de islas primitivo. Esta corteza y partes del manto superior fueron afectados por una compresión norte-sur que ocasionó sobrecorrimientos en el Complejo de Nicoya y la península de Santa Elena.
- La segunda fase en el Senoniano terminal se establece con la fosa Mesoamericana como margen convergente extensional (Auboin et al., 1984) que se caracteriza por la ausencia de estructuras de acreción. Desde entonces la formación del Orógeno es

afectado por plegamiento y fallamiento moderado y forma en sustrato para el desarrollo de cuencas sedimentarias.

Meschede et al. (1988) consideran que las rocas del Complejo de Nicoya se formaron durante el Jurásico y Cretácico inferior en latitudes casi ecuatoriales en un centro de dispersión del pacífico cuando existía la placa Farallón (precursora placa Pacífica). Estas rocas fueron emplazadas hasta una posición cercana a la actual por el proceso de expansión oceánica. Durante este proceso ocurrió el fenómeno de "sill-event" con la inyección de diques basálticos con lo que se dio el engrosamiento de la corteza que originó la placa Caribe y la nueva zona de subducción. Con esto se establece el arco Centroamericano y la fragmentación de la placa Caribe con respecto a la placa Farallón.

Gursky (1988) propone que la historia geológica en la región de la Península de Nicoya empezó en el Jurásico en una dorsal activa ubicada en el pacífico, la cual formó corteza oceánica dispersante hacia el noreste. Durante la etapa de migración se depositaron sobre las magmatitas radiolaritas y rocas asociadas. En el Cretácico superior un pedazo de esta corteza pacífica había migrado lo suficiente (Complejo de Nicoya inferior) para estar influenciado por el régimen de esfuerzos de las placas Norteamericana y Suramericana que dio como resultado la primera fase de deformación D_1 . Posteriormente la compresión del Caribe probablemente formaría los ductos de ascenso para los derrames de basalto que formó la serie oceánica del Complejo Superior de Nicoya.

A fines del Cretácico el engrosamiento de la placa Caribe producto de este magmatismo oceánico fue separada de la placa del Pacífico por la formación de una zona de subducción al oeste de la región de la Península de Nicoya. Esta interacción produjo la deformación D_2 . Contemporáneamente se forma un arco insular cuyos productos de erosión forman la cobertura sedimentaria de la Península de Nicoya. Durante el Campaniano-Paleoceno hubo una interrupción en la subducción, la cual fue más lenta. La convergencia de las dos Américas causó en el Eoceno procesos deformativos en el Caribe, produciendo la fase de deformación D_3 . En el Mioceno el empuje de la placa Pacífica (ahora Coco) rejuvenece la subducción y con esto el vulcanismo de arco insular y la culminación de la cuarta deformación D_4 . Esta última es la responsable del contorno y morfología actual de la península. La Península de Nicoya se considera estructuralmente como un anticlinorio (anticlinal) en cuyo núcleo aflora el basamento ofiolítico, el sinclinorio (sinclinal) que sigue al noreste, generó la cuenca del Tempisque donde la cubierta sedimentaria se ha preservado en grandes partes.

Sick (1989) usando datos paleomagnéticos de los complejos ofiolíticos concluye que estos se formaron a partir del Jurásico en una posición ecuatorial en el Caribe entre las placas Norteamericana y Suramericana. Con base en los datos aportados afirma que no es posible un origen en el pacífico.

Como se ha visto anteriormente la mayoría de los autores coinciden en que el Complejo de Nicoya representa corteza oceánica generada en una dorsal oceánica del pacífico durante el Jurásico-Cretácico, que fue emplazada hasta la posición actual en una zona de subducción, donde ocurrió obducción de "tajadas" o "prismas de acresión" de dicha corteza oceánica. Este complejo

pseudoestratificado que incluye basaltos toleíticos, intrusiones de gabro y diabasa y sedimentos pelágicos asociados es lo que forma el Complejo de Nicoya (en el sentido de Dengo, 1969).

2.2 Estratigrafía regional

La Península de Nicoya forma actualmente un segmento pequeño saliente a lo largo de la margen sur de la placa Caribe. La característica de esta saliente son las rocas volcánicas de origen oceánico, lo que se denomina el basamento oceánico cuya edad al parecer es del Mesozoico tardío. Este basamento aflora a lo largo del Pacífico de América Central Meridional como un cinturón de cuerpos ofiolíticos, desde el noroeste de Costa Rica (Península de Nicoya y Quepos, Penínsulas de Osa y Burica) hasta Panamá (Península de Azuero) y continuando posiblemente hasta Colombia y Ecuador (Pichler & Weyl, 1975; Goussens et al., 1977).

Las rocas más antiguas conocidas en Costa Rica son las radiolaritas que datan del Lias-Dogger inferior (Jurásico temprano-medio) posiblemente Lias Medio (unos 196 m.a.) en la costa suroeste de la Península de Santa Elena. En el área de estudio las rocas más antiguas datan del Calloviano (unos 169 m.a.) 15 km al suroeste de Filadelfia (Tournon & Alvarado, 1995 y 1997).

La Orogenia del Cretácico tardío conocida solamente en el norte del país origina en la Península de Nicoya y la cuenca del Tempisque, la formación de unidades sedimentarias pelágicas del Calloviano al Santoniano, gabros y basaltos toleíticos (Complejo de Nicoya), donde su índole y estructura todavía no se ha establecido con claridad.

En la mayor parte de la Península de Nicoya afloran basaltos, los cuales junto con los sedimentos pre-Campanianos y los intrusivos constituyen lo que Dengo (1962) denominó el Complejo de Nicoya. Los basaltos afloran desde el nivel del mar hasta las partes más altas de la península. Sin embargo el espesor total no se ha determinado exactamente debido a que la estructura aún no es bien definida (Tournon & Alvarado, 1997).

Astorga (1987) estudió las cuencas sedimentarias de ambiente profundo de edad Cretácico superior y el Paleógeno, las cuales las clasifica en dos series: Rivas-Tempisque y Sámara-Cabo Blanco. Propone la clasificación siguiente con base en los estudios anteriores:

1. Tipo Puerto Carrillo: brechas de escarpes submarinos profundos e insulares.
2. Tipo Sabana Grande: sedimentación pelágica.
3. Tipo Curú: sedimentación turbidítica que refleja una paulatina madurez de la corteza que compone el arco de islas volcánico.
4. Tipo Descartes: sedimentación clástica andesítica y carbonatada de la serie Rivas-Tempisque.
5. Tipo Arío: sedimentación de grano fino y composición carbonatada. Al igual que el tipo 3, refleja una paulatina madurez del arco de islas volcánico.

Las cuencas Rivas-Tempisque y Sámara-Cabo Blanco son cuencas Paleógenas de "antearco" separadas por las serranías de Nicoya (levantamiento del arco externo).

En resumen la geología del área de la Península de Nicoya y la Cuenca del Tempisque es muy diversa, caracterizada por rocas volcánicas e intrusivas de ambiente oceánico (dorsal oceánica); rocas sedimentarias pelágicas como las radiolaritas del Complejo de Nicoya y la Formación Sabana Grande, que transicionan a formaciones geológicas de ambiente marino somero como las calizas de la Formación Barra Honda. La Cuenca del Tempisque considerada estructuralmente como un sinclinal o graben que ha presentado las condiciones favorables para la depositación de una espesa cubierta de aluvión, que en algunas partes alcanza hasta los 70 metros de espesor. Al norte y noreste del área de estudio se encuentran depósitos volcánicos provenientes de Cordillera Volcánica de Guanacaste, que incluye depósitos piroclásticos, ignimbritas y asociaciones de coladas de lava. Por otro lado la edad de toda esta variedad geológica parece indicar que varía desde el Jurásico hasta el Cuaternario (figuras 2.1 y 2.2).

2.2.1 Complejo de Nicoya (Cretácico Inferior – Jurásico ?) Kvs, K(vr), Ki

Las rocas que forman el Complejo de Nicoya son generalmente basaltos de carácter toleítico (Kvs), radiolaritas (K(vr)) e intrusivos generalmente gabros o dioritas (Ki). También se encuentran escasamente y muy localizados material calcáreo y lentes de sílice.

Dengo (1962) se refiere al Complejo de Nicoya formado por varias unidades de origen ígneo y sedimentario. Las rocas sedimentarias son principalmente por areniscas compactas de grano grueso y rocas silíceas. Las rocas ígneas son principalmente coladas de basalto, aglomerados de basalto, e intrusiones de gabro, diabasa y diorita. Además menciona que estas rocas han sido intensamente plegadas y presentan metamorfismo incipiente.

Tournon & Alvarado (1997) mencionan que los sedimentos pre-Campanianos del Complejo de Nicoya afloran principalmente en el norte de la península. En el centro y sur de la península son escasos y se trata frecuentemente de delgados niveles de xenolitos dentro de los basaltos. Los sedimentos son en su mayoría radiolaritas, esquistos y calizas bituminosas. Estas rocas representan la cobertura sedimentaria del Jurásico-Cretácico.

La Unidad Matapalo definida por Kuijpers (1979 y 1980) consiste de basaltos sobreyacidos por radiolaritas, con intrusiones gabroicas esporádicas y frecuentes sills de diabasa y gabro ofítico. El espesor determinado de la secuencia radiolarítica es de unos 40m. La otra unidad definida por el autor es la Unidad Esperanza que consiste principalmente de basalto y diabasa, también abundan los gabros en la parte inferior e intrusivos plagiograníticos. Además hay intercalaciones radiolaríticas en la parte superior.

La edad definida para el Complejo de Nicoya ha sido analizada con diferentes métodos de datación, pero se puede observar que la mayoría de los autores recientes concuerda en establecer un rango de edades que oscila entre el Jurásico Temprano al Terciario Temprano (Baumgartner, 1987).

El Complejo de Nicoya aflora en amplias áreas de la Península de Nicoya. Los basaltos son más importantes al norte de la latitud 270 N (coordinada lambert norte), en donde se da un

seudoalineamiento este-oeste en el límite entre estos y el Intrusivo Potrero, y en menor proporción al oeste de Matapalo y al norte y oeste de Belén (Denyer y Arias, 1993).

En el área de estudio considerada el Complejo de Nicoya abarca una extensión considerable, principalmente en la parte sur y suroeste. Las radiolaritas se encuentran concentradas en el sector SW, al norte de la latitud 258 N; Hojas Matapalo, Belén y Carrillo Norte (Denyer & Arias, 1993).

2.2.2 Formación Sabana Grande (Senoniano a más antiguo) K(sg)

Constituida por calcilutitas y radiolaritas de origen pelágico, calizas y lutitas silíceas y estratos y lentes de tobas. Las radiolaritas están bien estratificadas y menos tectonizadas que las del Complejo de Nicoya, con radiolarios y ocasionalmente algunos foraminíferos, láminas e inclusiones calcáreas. Las calcilutitas son ricas en foraminíferos.

Dengo (1962) se refiere a la Formación Sabana Grande como una litología variable formada por calizas silíceas, fanitas con radiolarios y lutitas silíceas. Sprechmann (1984) la describe compuesta principalmente por sedimentos pelágicos, con tobas intercaladas, depositadas en las zonas batial y abisal, a partir del Campaniense. Denyer & Arias (1993) asocian a la Formación Sabana Grande rocas sedimentarias hemipelágicas las cuales sobreyacen disconformemente a la Unidad de Basaltos, y formada por lutitas calcáreas, lutitas silíceas y areniscas finas calcáreas

El espesor es muy variable, desde unas decenas de metros hasta más de mil metros. El Miembro lutita silícea Bahía Murciélago alcanza un espesor de 50 m, mientras que el Miembro lutitas calcáreas Punta Blanca posee un espesor máximo de 800m. Se menciona un espesor de 240 metros entre Nicoya y Santa Ana.

La Formación Sabana Grande yace discordante sobre el Complejo de Nicoya y está cubierta generalmente y discordantemente por la Formación Rivas o Curú. Sobreyace concordantemente a la Formación Puerto Carrillo y es contemporánea con las Formaciones El Viejo y Barra Honda. La formación es bastante extensa en la parte central de la Península de Nicoya, al noroeste de Santa Cruz y en el Golfo de Nicoya. Aflora cerca de Sabana Grande, al este del Cerro de Jesús, parte central de la Península de Nicoya, noroeste de Santa Cruz, Golfo de Nicoya (Corella, 1984). También aflora en la parte suroeste del área de estudio considerada.

La edad según Dengo (1962) posiblemente pertenesca al Senoniano o sea más antigua por encontrarse subyaciendo rocas que definitivamente son de edad Senoniana.

2.2.3 Formación Conglomerado Barbudal K(r)

Rivier (1983) la define como un conglomerado de color morado, compuesto por elementos subangulares a subredondeados de basalto que flota en una matriz arenosa y barrosa rojiza, no cementada, con un origen probablemente fluvial o de flujo denso. Los conglomerados son macizos sin estratificación aparente.

Se le asigna un espesor de 600 metros al norte de Colorado, dónde en la base se evidencia un contacto por falla con el Complejo de Nicoya, hasta el contacto superior con la Formación Rivas o Curú. la Formación Conglomerado Barbudal tiene un espesor de 100 metros.

Astorga (1987) subdivide la Formación Puerto Carrillo en Miembro Bajo Escondido y Miembro Barbudal. El Miembro Barbudal lo define como brechas y brechas arenosas, generalmente polimícticas, con clastos de basaltos, rocas ultrabásicas y de rocas sedimentarias neríticas (calizas algales, fragmentos de rudistas y neríneas, macroforaminíferos). Aflora en Barbudal, Santa Elena y al norte de Playa Naranjo. Anteriormente ha sido denominado como Formación Barbudal.

La edad se infiere por medio de relación estratigráfica, Santoniana de la parte sur del Complejo de Nicoya y Campaniense de las lutitas inferiores de la Formación Rivas o Curú.

2.2.4 Formación Rivas o Curú (Cretácico (Senoniano)) K(r)

Dengo (1962) menciona que en la parte central de la Península de Nicoya y en el valle del río Tempisque se encuentran numerosos afloramientos de la Formación Rivas, compuesta en la parte inferior por areniscas compactas (algunas parecen ser tobáceas) con intercalaciones de lutitas de espesor mediano a grueso. A esta unidad le asocia un espesor de 570 metros. La parte superior es bastante extensa en la Península de Nicoya y está formada por lutitas tobáceas en capas delgadas, por lo general calcáreas, y con capas ocasionales de areniscas finas y de calizas. A esta unidad le asigna un espesor de por lo menos 1100 metros. En el área central de la Península de Nicoya esta formación yace sobre la Formación Sabana Grande o directamente sobre el Complejo de Nicoya (Dengo, 1962).

Tournon & Alvarado (1997) caracterizan esta formación como una sucesión de lutitas, areniscas y calcilutitas en el norte de la península. En el centro de la península como una espesa sedimentación rítmica de areniscas que sobreyace el basamento. Representa la sedimentación Campaniano – Maastrichtiano. En la cuenca del Tempisque como una espesa serie detrítica del Paleoceno.

Astorga (1987), propone que se abandonen todas las nominaciones previas, incluyendo el nombre de Formación Rivas, y se asuma el de Formación Curú para todas estas rocas. cuyo rango de edad se extiende desde el Maastrichtiano Medio al Paleoceno Superior Basal. Esta formación según el autor son alternancias de areniscas y lutitas que eventualmente pasan a conglomerados, de composición volcánico-clástica basáltica con gran cantidad de magnetita.

Según Tournon & Alvarado (1997) esta formación en la cuenca de Sámara está formada por secuencias turbidíticas a lo largo de la costa sureste de la Península de Nicoya. Esta representa la sedimentación del Paleoceno en el área.

2.2.5 Rocas clásticas y bioclásticas

Denyer & Arias (1993) definen con este nombre las rocas asociadas con las formaciones Rivas o Curú, Brito o Descartes, Barra Honda y Barbudal. Las describen como areniscas de grano medio en estratos de espesor decimétrico, que se encuentran intercaladas con estratos centimétricos de un conglomerado bioclástico y/o brecha calcárea con clastos centimétricos de basalto. También mencionan que se trata de una secuencia tectónicamente invertida y sobreyace discordante a las lutitas verdes de Sabana Grande. Mencionan también la presencia de calizas dentro de este grupo.

2.2.5.1 Formación Barra Honda (Paleoceno (Dano–Montiense) Teb(bh))

Dengo (1962) define la Formación Barra Honda compuesta por dos unidades de calizas: una sección inferior de aproximadamente 100 metros de espesor, constituida por calizas poco estratificadas, duras y de textura homogénea fina; la sección superior de aproximadamente 200 metros de espesor, diferente de la anterior por su buena estratificación, con estratos medianos y delgados.

Tournon & Alvarado (1997) describen esta formación en la cuenca del Tempisque como calizas arrecifales que forman biohermos y biostromos subhorizontales con espesores 30 - 250 metros. Representa la sedimentación en esta área del Terciario Indiferenciado.

Dengo (1962) menciona que la extensión geográfica es pequeña en los Cerros Barra Honda, Corralillo, Caballito, Quebrada Honda, Copal, Corral de Piedra, y La Cueva, al menos en el área de estudio. También se le encuentra al oeste del río Tempisque, y en los cerros al este del mencionado río. Yace en contacto concordante con la Formación Rivas o Curú, pero no siempre es así.

2.2.5.2 Formación Brito (Eoceno (medio y superior) Tep(b))

Dengo (1962) divide la Formación Brito en dos unidades. La unidad inferior que aflora en el norte de la costa del Pacífico en Costa Rica, formada por areniscas y limonitas bien estratificadas, y según el autor mucho del material que las forma es volcánico. Posee un espesor aproximado de 600 metros y afloran en la parte central de la Península de Descartes. La otra unidad representa la parte superior y está constituida por areniscas bien estratificadas que se entrecruzan en la parte superior con calizas arrecifales dispuestas en masas lenticulares de 50 metros. El espesor es de 1100 metros y aflora en Bahía Salinas y Junquillal. En el área de Manzanillo, la unidad se compone de conglomerados y areniscas tobáceas según parece derivados de las formaciones Barra Honda, Sabana Grande y el Complejo de Nicoya.

Tournon & Alvarado (1997) la describen como una serie detrítica de areniscas finas alternando con micro conglomerados con plantas y clastos volcánicos (vidrio volcánico, andesitas). Esta formación representa la sedimentación del Eoceno.

En Costa Rica, como ya se mencionó anteriormente la Formación Brito aflora en la Península de Descartes, la Bahía de Junquillal, y el área de Manzanillo (Dengo, 1962). Según el autor la extensión geográfica es grande desde el Istmo Brito en Nicaragua hacia el sur hasta cerca de Punta Herradura.

La edad según Dengo (1962) es del Eoceno Superior aunque los afloramientos en la Península de Descartes sean del Eoceno inferior o tal vez aun del Paleoceno.

2.2.6 Formación Masachapa (Oligoceno) To(ma)

En la península de Nicoya existen dos lugares donde afloran rocas del Oligoceno; en la parte inferior del curso del río Nosara hasta Punta Peladas y la playa Manzanillo de Arío. Dengo (1962) incluye estas rocas dentro de la Formación Masachapa que aflora en Nicaragua, en el río Masachapa (Departamento de Managua y Carazo).

En los afloramientos del río Nosara y Punta Peladas la parte inferior se compone de areniscas finas con fragmentos de pelecípedos. Sobre estas se encuentra caliza arenácea con abundantes foraminíferos y equinoideos, a la vez cubierta por caliza lutácea y por areniscas y lutitas calcáreas. El espesor es de 225 metros (Dengo, 1962).

Los contactos inferior y superior no pueden observarse en ninguna de las localidades mencionadas debido a que esta formación está en parte limitada por fallas o bien los contactos no están expuestos, aunque el contacto inferior según Dengo (1962) es posiblemente discordante.

Tournon & Alvarado (1997) mencionan que la Formación Masachapa en la cuenca de Samara (Nosara) está formada por calcarenitas con unos 200 metros de espesor. Esta yace sobre rocas de edad Eoceno.

La edad en los afloramientos de Nosara y Punta Peladas según Thalmann y Malavassi (1961; en Dengo, 1962) es del Oligoceno Superior.

2.2.7 Rocas volcánicas

Dengo (1962) denomina con el nombre de Campo Volcánico de Guanacaste las rocas volcánicas del Cuaternario que forman los conos volcánicos de la Cordillera Volcánica de Guanacaste y la Meseta Volcánica de Santa Rosa. Lo divide en tres unidades: Formación Bagaces, Formación Liberia y las rocas que forman los conos volcánicos.

Tournon & Alvarado (1997) caracterizan estos depósitos como tobas ácidas del Cuaternario. En Guanacaste estos flujos piroclásticos afloran principalmente al pie pacífico de los volcanes de Guanacaste. Los flujos están recubiertos por coladas andesíticas emitidas por estratovolcanes. Los espesores pueden superar los 100 metros y se observan paleosuelos. Distinguen tres unidades:

- Depósitos de flujos de pómez con biotita. Espesor 100 metros y se extiende hasta Nicaragua (frontera). Cubre un área de 3500 – 4000 km² con un volumen de 25 km³ (Chiesa, 1991).
- Depósitos de flujos de pómez separados por paleosuelos. Afloran sobre una superficie de 300 km². Se compone de pómez, cristales de plagioclasa, cuarzo, anfíbol, biotita en una matriz de ceniza.
- Depósitos de flujos dacíticos del Orosí. Al pie del volcán se denomina la unidad de dacita que sobreyace paleosuelos.

2.2.7.1 Formación Bagaces (Cuaternario) Qv(b)

La Formación Bagaces fue denominada por Dóndoli (1950) como toba gris. Según Dengo (1962) aflora muy bien a lo largo de la carretera Interamericana entre Cañas y Bagaces. En el río Puercos mide un espesor de 50 metros, aunque en otros lugares puede ser mayor. Dicha formación según el autor se compone de tobas tipo ignimbrita, de masa heterogénea de fragmentos de pómez y líticos, de pobre estratificación y cementados por una matriz vitrea aglutinada. Según el mismo autor esta formación se originó a lo largo de una fractura desde la base del volcán Tenorio hacia el noroeste hasta el volcán Orosí.

Bohnenberger (1968; en Bolaños, 1984) define la Formación Bagaces como tobas de composición dacítica, principalmente del tipo ignimbritas, y por sedimentos lacustres asociados. Denyer & Arias (1993) caracterizan la Formación Bagaces en el área estudiada por contener varios niveles de paleosuelos y algunos conglomerados intercalados.

En el área estudiada la Formación Bagaces aflora en la parte N-NE, y se le asigna una edad Pleistocena Temprana (Proyecto Acuasub, 1975; en Bolaños, 1984).

2.2.7.2 Formación Liberia (Cuaternario) Qv(lb)

Denominada toba blanca por Dóndoli (1950), la Formación Liberia yace sobre las tobas de la Formación Bagaces. Está compuesta principalmente por tobas pero cubre un área mucho menor. Aflora en los ríos Blanco y Colorado al norte de Liberia, y tiene un espesor variable (35-45 m). Hay indicios de que tuvo su origen en el volcán Rincón de la Vieja (Dengo, 1962).

Según Dengo (1962) ambas formaciones Bagaces y Liberia tienen sedimentos lacustres asociados con las tobas.

Bolaños (1984) define la Formación Liberia como ignimbritas formadas por la acumulación caótica de cenizas pomáceas de diferentes tamaños y poco aglutinadas. Las cenizas típicas son ricas en cuarzo, feldespatos, biotita y fragmentos de pómez, así como fragmentos líticos.

Chiesa (1991) describe las rocas de la Formación Liberia como flujos de pómez pleistocenos, de color claro, con abundante matriz, pómez, fragmentos líticos, cuarzo, biotita, plagioclasa y anfíboles.

Esta unidad litoestratigráfica cubre la Formación Bagaces en un área con figura de abanico, con un radio de 25 a 30 km, desde el cono de Rincón de la Vieja (Bolaños, 1984).

En el área de estudio considerada la Formación Liberia aflora en la parte norte y noreste y se le asigna una edad del Pleistoceno Tardío (Anónimo, 1978; en Bolaños, 1984)

2.2.8 Manglares y Pantanos (Qa)

Son áreas cercanas a los océanos y ríos, se caracterizan por una litología de sedimentos recientes (arenas), muy susceptibles a problemas de licuación de suelos.

Tournon y Alvarado (1997) afirman que en las costas del pacífico se extienden depósitos Cuaternarios, especialmente en áreas subsidentes como la cuenca del Tempisque. El área de estudio en la margen derecha aguas abajo del río Tempisque los de tipo fluvio-marinos (manglares)

2.2.9 Depósitos Recientes (Qal)

Los mayores espesores de aluvión alcanzan los 70 metros, asociado a los viejos cauces del río Tempisque (Denyer, Arias & Hernández, 1993). Los sedimentos aluviales recientes se encuentran también mejor desarrollados en la hoja Carrillo Norte, donde tienen un espesor máximo de 70 m. En la hoja Belén los espesores máximos están al norte de Filadelfia y al este de Belén, con valores máximos de 70 y 60 m respectivamente. En la hoja Matapalo y Punta Gorda el espesor generalmente no sobrepasa los 20 m (Denyer & Arias, 1993).

Estos depósitos Cuaternarios en el área de estudio según Tournon & Alvarado (1997), están representados por materiales aluviales, palustres hasta fluvio-marinos (manglares), en especial en áreas subsidentes como la cuenca del Tempisque. También depósitos coluvio-aluviales (río Nacaome, cerca de Barra Honda). Mencionan también que los depósitos Cuaternarios pueden tener una fuerte influencia volcánica, así como estar involucrados con la actividad tectónica (levantamientos y subsidencia).

En el área de estudio el relleno aluvional está distribuido prácticamente en toda el área de estudio considerada, desarrollados principalmente en la parte este y hacia el noroeste del área de estudio.

SPRECHMANN
ET AL. (1994)

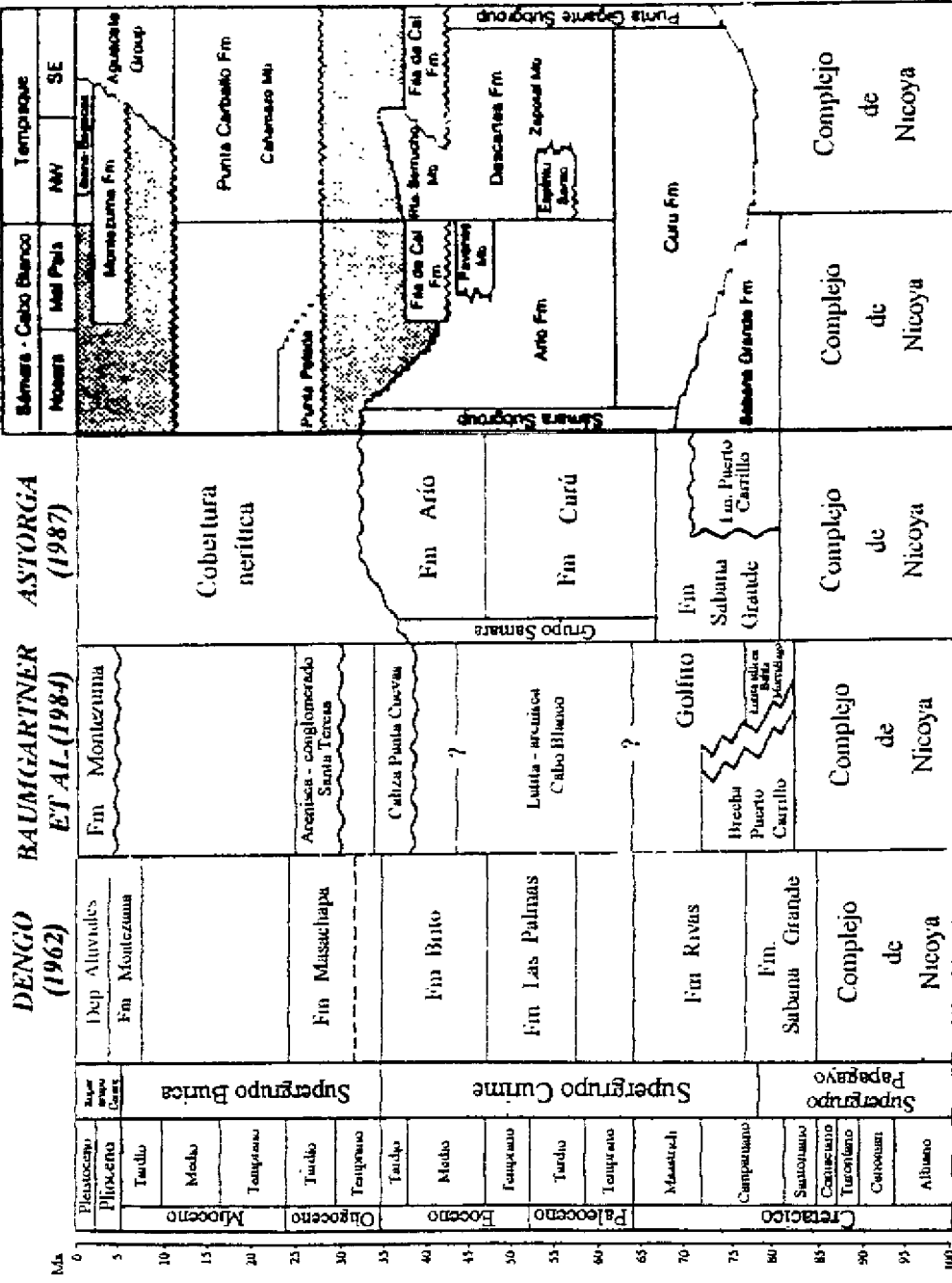


Figura 2.2: Cuadro sinóptico de correlación cronoestratigráfica de las Cueetas Sámara - Cabo Blanco y Tempisque.