The background of the cover is a photograph of a geological rock outcrop. The rock is dark grey to black, showing a complex, layered structure with various textures and fractures. A geological hammer with a blue handle and a silver head is placed on the left side of the rock to provide a sense of scale. The overall scene is set outdoors, with some greenery visible at the top right.

**Análisis bioestratigráfico y paleotectónico de
radiolaritas *intra* y *supra-lava* del Complejo de
Nicoya, en la parte central y sur de la península
de Nicoya, Costa Rica**

Tesis académica para optar por el grado de Licenciatura en Geología

Estudiante:

Verónica Elizondo Chinchilla

Directora:

Dra. María Isabel Sandoval Gutiérrez.

Codirectores:

Dr. Kennet Flores Reyes y Dr. César Sequeira Peraza.

Diciembre, 2022

Universidad de Costa Rica
Facultad de Ciencias Básicas
Escuela Centroamericana de Geología

Tesis académica para optar por el grado de Licenciatura en Geología

Análisis bioestratigráfico y paleotectónico de radiolaritas *intra* y *supra-lava* del Complejo de Nicoya, en la parte central y sur de la península de Nicoya, Costa Rica

Estudiante: Verónica Elizondo Chinchilla

Carné: B32357

Diciembre, 2022

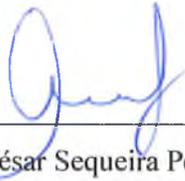
Resumen

Las radiolaritas son rocas sedimentarias estratificadas que generalmente se forman en ambientes marinos profundos y están constituidas por radiolarios que se depositan en zonas altamente productivas. En Costa Rica, las radiolaritas son las rocas más antiguas que han sido registradas en el país, con edades que van desde Jurásico Inferior- Medio hasta el Cretácico Superior en la península de Santa Elena y de Jurásico Medio hasta Cretácico Superior a lo largo de la península de Nicoya. En esta última, investigaciones respecto a las radiolaritas han aportado conocimientos paleogeográficos y tectónicos relevantes no solo para el país sino para la región y se han interpretado como rocas de origen alóctono que fueron desprendidas de un fondo oceánico anterior y acarreadas hasta su posición actual dentro del Complejo de Nicoya, que está constituido por basaltos, brechas y cuerpos intrusivos asociados al Caribbean Large Igneous Province (CLIP). Gran cantidad de trabajos anteriores se han enfocado en estos afloramientos de radiolaritas de mayor extensión (Punta Conchal, Villareal y Cartagena), pero existen afloramientos que poseen dimensiones menores y en la actualidad muchos no han sido analizados o descritos con detalle, por lo que su estudio es fundamental para ampliar el conocimiento del basamento ígneo. Por lo tanto, en la presente investigación se realiza el estudio de afloramientos con dimensiones menores en los que las radiolaritas poseen características geológicas típicas de rocas autóctonas, es decir, depositadas *in situ*. Se identifican dos sitios con presencia de radiolaritas intralava de origen autóctono que corresponden con el sitio San Juanillo y el sitio Montezuma, en donde no se encuentran contactos intrusivos entre las rocas ni se reconocen evidencias de que existiera un re-trabajo tectónico que las originara. Por otro lado, se determina la presencia de rocas supra lava en el sitio Jicaral, en donde se encuentran rocas estratificadas, de igual forma con un origen in-situ, deformadas por un gran bloque de que las sobreyace por emplazamiento gravitacional. Se procesaron 35 muestras de rocas radiolaríticas para la extracción de radiolarios entre los cuales, por medio de fotografías de alta resolución, se identifican las especies: *Theocampe salillum*, *Diacanthocapsa euganea*, *Diacanthocapsa fossilis*, *Gongylothorax verbeeki*, *Pseudodictyomitra lodogaensis*, *Pseudodictyomitra pentacolaensis*, *Hemicryptocapsa polyhedra*, *Holocryptocanium barbui*, *Dactyliosphaera silviae* y *Praeconocaryomma universa*. A partir de la identificación taxonómica, se establece una acrozona concurrente de edad entre Albiano medio a Albiano Tardío para las rocas analizadas. Entre las radiolaritas previamente estudiadas en la península y las de la presente investigación, se expone un entorno interesante en el que rocas radiolaríticas con las mismas edades, están expuestas de forma distinta, lo que podría corresponder con variaciones batimétricas en la depositación y acumulación de las rocas dentro la cuenca.

Tribunal Examinador



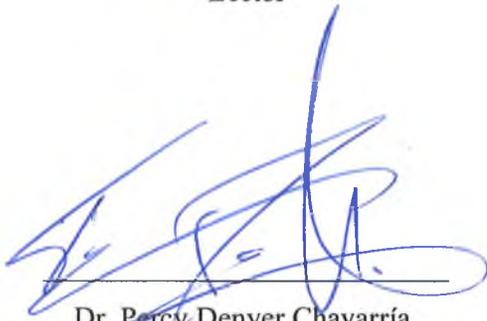
Dra. Maria Isabel Sandoval Gutiérrez.
Directora



Dr. César Sequeira Peraza.
Lector



Dr. Kennet Flores Reyes.
Lector



Dr. Percy Denyer Chavarría.
Miembro del Tribunal



Dra. Guaria Cárdenes Sandí.
Presidenta del Tribunal



Verónica Elizondo Chinchilla.
Postulante

A PAPI Y A MAMI, QUE SON PILAR FUNDAMENTAL E IMPRESCINDIBLE.

A MAGDALENA Y MANUELA, QUE SON APOYO E INSPIRACIÓN.

A MI FAMILIA Y SERES QUERIDOS.

A GRACE...

"...EN EL CIELO DESCUBRIÓ GAVIOTAS
Y PINTÓ ESTELAS EN EL MAR.
SU CORAZÓN...BUSCÓ UNA FORMA DIFERENTE DE VIVIR"

Agradecimientos

Al Centro de Investigación en Ciencias Geológicas de la Universidad de Costa Rica (CICG – UCR),

Por el soporte a este trabajo que hizo posible el desarrollo de la tesis por medio del proyecto de investigación “Radiolaritas en Costa Rica: bioestratigrafía y paleotectónica asociada”, número B9064, del Centro de Investigación en Ciencias Geológicas (CICG) de la Universidad de Costa Rica.

Al Laboratorio de Paleontología / Colección de fósiles de la Universidad de Costa Rica (PaleoLab UCR),

Por abrirme las puertas para llevar a cabo el procesamiento de muestras y el entresacado de material, proceso fundamental para esta investigación.

A la Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica,

Por la educación y formación brindada. A su directora, Dra. Guaria Cárdenes Sandí, por ser guía, apoyo y respaldo durante todo este tiempo de trabajo, a pesar de los infortunios que impactaron al país.

Al comité asesor de la presente investigación,

Por siempre estar anuentes a colaborar y proporcionar conocimientos para el enriquecimiento de la investigación. Les agradezco los comentarios, observaciones y sugerencias que siempre me brindaron.

A María Isabel Sandoval Gutiérrez, profe, tutora y amiga,

Por involucrarme en distintos proyectos y actividades que han sido de gran aprendizaje y buenas experiencias. Por confiar en mí y siempre darme apoyo, Por la ayuda, la paciencia y por los consejos que siempre voy a agradecer.

A mi familia y seres queridos,

Por, sin muchas veces darse cuenta, ser un apoyo fundamental. Por los momentos de alegría, por el afecto y por la adversidad.

A mi papá, a mi mamá y a mis hermanas,

Por el amor. Por ser un sostén incondicional, por impulsarme a crecer y creer en mí, por acompañarme, por ser una luz guía que siempre me ayuda a continuar.

Índice General

1. Introducción	1
1.1 Objetivos	1
1.2 Ubicación	2
1.3 Contexto geotectónico	3
1.4 Justificación e importancia	6
1.5 Antecedentes	7
1.6 Marco Teórico	8
1.7 Metodología	22
2. Historia geológica de las radiolaritas al noroeste de Costa Rica	25
2.1 Radiolaritas en la península de Santa Elena: Complejo Acrecional Santa Rosa	28
2.2 Radiolaritas en la península de Nicoya: Complejo de Nicoya	40
3. Caracterización de los sitios en estudio	49
3.1 San Juanillo	49
3.2 Jicaral	60
3.3 Montezuma	67
4. Sistemática Paleontológica y Bioestratigrafía	73
4.1 Sistemática Paleontológica	73
4.2 Bioestratigrafía de radiolarios	103
4.3 Láminas	109
5. Discusión de resultados	117
6. Conclusiones	127
7. Recomendaciones	129
8. Referencias bibliográficas	130
9. Apéndices	141

Índice de figuras

Figura 1.1: Ubicación de los sitios de interés del presente estudio dentro de la península de Nicoya (puntos rojos).	2
Figura 1.2: A: Contexto geotectónico actual de Centroamérica y el Caribe basado en Baumgartner et al. (2008), Bandini et al. (2011) y Lucke (2012), se pueden observar los sitios de ocurrencia de radiolaritas en la Placa Caribe. B: Contexto geotectónico generalizado de Costa Rica basado en Baumgartner y Denyer (2006). Fuente de mapas topográficos: GeoMapApp (www.geomapapp.org) / CC BY / CC BY (Ryan et al., 2009).	5
Figura 1.3: Diagrama esquemático de la organización celular de los radiolarios de la clase Polycystina del orden Spumellaria y Nassellaria (elaboración propia, basado en las descripciones de Boltovskoy et al., 2017; Camacho, 2007; De Wever et al., 2001).	10
Figura 1.4: Esquema de los elementos esqueléticos típicos de los radiolarios de clase Polycystina del orden Spumellaria y Nassellaria (elaboración propia, basado en las descripciones de Boltovskoy et al., 2017; Camacho, 2007; De Wever et al., 2001).	14
Figura 2.1: Localización de las radiolaritas en el sector norte de Costa Rica, que corresponden con afloramientos de gran extensión de acuerdo con Denyer y Baumgartner (2006). Se puede observar que, en el sector sur de la península de Nicoya, no se han identificado este tipo de radiolaritas rojas, únicamente en el sitio Jicaral en donde lo que se representa en el mapa es un afloramiento de poca extensión descrito dentro de la Facies Radiolaríticas de la Unidad Fila Nubes, compuestos por radiolarita roja con vetas de cuarzo (Cascante, 2000).	25
Figura 2.2: Columna biocronológica de las diferentes secciones ubicadas en el Complejo Acrecional Santa Rosa y en el Complejo de Nicoya. Los símbolos rosados de tres puntas representan los radiolarios y su edad estimada, que en algunos casos se incluye una línea del mismo color que representa el rango determinado.	27
Figura 2.3: Localización de las radiolaritas en el Complejo Acrecional Santa Rosa, con sus respectivas fallas tectónicas. Los sectores delimitados en color rosado corresponden con los afloramientos de radiolaritas en el sitio.	28
Figura 2.4: Síntesis de los tipos y edades de radiolaritas, determinadas en distintos afloramientos del Complejo Acrecional Santa Rosa. (Basado en Baumgartner y Denyer, 2006 y Bandini et al., 2011). Las edades del Cretácico se representan con círculos mientras que las del Jurásico se identifican con estrellas. Los distintos tipos de radiolarita se representan con color verde las asociadas a basaltos toleíticos, color rojo las nodulares, color azul las radiolaritas que se asocian con sills de basaltos alcalinos y de color blanco y celeste las asociadas a la unidad 6 y unidad 7, respectivamente (Bandini et al., 2011).	30
Figura 2.5: Afloramientos de radiolaritas mapeados al norte de la península de Nicoya (basado en Denyer y Baumgartner, 2006 y Denyer et al., 2014). Se identifican de acuerdo con su edad en donde los círculos representan el Cretácico y las estrellas el Jurásico y, además, según su clasificación como Manganesíferas en color azul o férricas en color amarillo.	41
Figura 3.1: Ubicación de la sección del sitio San Juanillo.	49
Figura 3.2: Columna estratigráfica de la sección San Juanillo constituida por flujos de lava basáltica y niveles de radiolarita identificados en el campo.	50

Figura 3.3: Esquema representativo del afloramiento descrito en el Sitio San Juanillo (Fotografía por Valentín Chesnel).....	51
Figura 3.4: Lavas en almohadilla.....	52
Figura 3.5: Flujos de lava.	52
Figura 3.6: Nivel 7 de chert rojizo, correspondiente a la muestra RTSJ 14.	53
Figura 3.7: Flujos de lava	53
Figura 3.8: Nivel 6 de chert con apariencia brechosa, muestra RTSJ-13	54
Figura 3.9: Nivel 5 de chert blancuzco, propiamente de la muestra RTSJ-12.....	54
Figura 3.10: Nivel 4 de chert, deformado color rojizo a verdoso muestra RTSJ-8.	55
Figura 3.11: A. Nivel 3 de chert deformado color rojizo a verdoso, muestra RTSJ-6; B. y C. Lentes de brecha.	56
Figura 3.12: Flujos de lava.	57
Figura 3.13: A. Nivel 2 de chert discontinuo y deformado color rojizo a grisáceo; B. Detalle de los bordes verdosos en contacto con los basaltos.	57
Figura 3.14: A. Falla con separación normal dentro de flujo de lava basáltica; B. Zona de falla con espesor aproximado de 19 cm.	57
Figura 3.15: Nivel 1 de chert irregular verdoso en contacto de flujos de lava, muestras RTSJ-1, RTSJ-2 y RTSJ-3.	58
Figura 3.16: Flujos de lava con apariencia brechosa en la parte superior de la columna.	58
Figura 3.17: Ubicación de la sección correspondiente al sitio Jicaral.	60
Figura 3.18: Columna estratigráfica de la sección Jicaral. Se detallan los niveles de radiolarita identificados.	61
Figura 3.19: Disposición de la sección identificada en Jicaral. Líneas punteadas destacan las intercalaciones centimétricas de lutita y radiolarita que conforman la base; color amarillo: muestras RTJI-6 a RTJI-10, color blanco: muestras RTJI-2 a RTJI-5. Las flechas rojas indican la ubicación de la brecha.	62
Figura 3.20: Intercalaciones centimétricas.	63
Figura 3.21: Chert rojo y horizontes silíceos.	63
Figura 3.22. A: Pared de roca brechosa con matriz roja de apariencia radiolarítica. B: Detalles de clastos de la brecha. C: Estructuras de laminación.	64
Figura 3.23: A. Disposición del bloque métrico del sitio Jicaral, B. Detalle de la composición del bloque.	65
Figura 3.24: Ubicación de la sección correspondiente al sitio Montezuma.....	67
Figura 3.25: Columna estratigráfica de la sección Montezuma. Se detallan los niveles que contienen bloques o estratos de chert.	68
Figura 3.26: Basaltos almohadillados. Círculos punteados corresponden con núcleos que fueron extraídos para estudios paleomagnéticos.	69

Figura 3.27: Estratos radiolaríticos (A, B y D) y bloques de chert (C) dentro de brecha basáltica.	69
Figura 3.28: Contacto entre la brecha basáltica y el horizonte de radiolarita roja. B: Detalle de contacto entre las rocas.	70
Figura 3.29: Basaltos dispuestos de forma masiva y en estratos.	70
Figura 3.30: Bloques lenticulares de sedimentos silíceos dentro de brecha.	71
Figura 3.31: Cortes transversales de inoceramus en caliza pelágica, dentro de brecha.	71
Figura 3.32: Bloque de caliza pelágica laminada plegada dentro de brecha.	71
Figura 4.1: <i>Amphipyndax</i> sp. aff <i>A. stocki</i> , A, B y C de muestra LOB-3, del sitio Montezuma.	75
Figura 4.2: <i>Archaeodictyomitra</i> sp de muestra RTSJ-3.	76
Figura 4.3: <i>Dictyomitra</i> sp., A, B y C de muestra RTSJ-3.	77
Figura 4.4: <i>Dictyomitra</i> sp. cf. <i>D. Formosa</i> , A, B, C y D de muestra RTMT-3.	78
Figura 4.5: <i>Theocampe salillum</i> , A, B y C de muestra RTSJ-3.	79
Figura 4.6: <i>Rhopalosyringium</i> sp, A y B de muestra RTSJ-3.	80
Figura 4.7: <i>Diacanthocapsa</i> sp., muestra RTSJ-3.	80
Figura 4.8: <i>Diacanthocapsa euganea</i> , A, B y C de muestra RTSJ-3.	81
Figura 4.9: <i>Dicolocapsa fossilis</i> , A,B y C de muestra RTSJ-3.	82
Figura 4.10: <i>Stichomitra</i> sp., A de muestra RTSJ-3.	83
Figura 4.11: <i>Stichomitra communis</i> , A de muestra RTSJ-3.	84
Figura 4.12: <i>Foremanina</i> sp, A y B de muestra RTSJ-3.	85
Figura 4.13: <i>Pseudodictyomitra</i> sp., A de muestra RTSJ-3.	85
Figura 4.14: <i>Pseudodictyomitra lodogaensis</i> , A y B de muestra RTSJ-3.	86
Figura 4.15: <i>Pseudodictyomitra pentacolaensis</i> , A, B y C de muestra RTSJ-3.	87
Figura 4.16: <i>Cryptamphorella</i> sp. aff <i>C. conara</i> de muestra RTSJ-3.	88
Figura 4.17: <i>Gongylothorax</i> sp. aff <i>G. verbeeki</i> de la muestra RTJI-11.	89
Figura 4.18: <i>Gongylothorax verbeeki</i> , A de muestra RTMT-3 y B de muestra RTJI-11.	90
Figura 4.19: <i>Hemicryptocapsa polyhedra</i> , A y C de muestra RTSJ-3; B y D de muestra RTSJ-6.	91
Figura 4.20: <i>Holocryptocanium</i> sp., A de muestra RTMT-3 y B de muestra RTJI-11.	92
Figura 4.21: <i>Holocryptocanium barbui</i> , A y C de muestra RTSJ-3 y B de muestra RTSJ-6.	93
Figura 4.22: <i>Archaeospongoprunum</i> sp., muestra RTSJ-6.	94
Figura 4.23: <i>Archaeospongoprunum</i> sp. aff <i>A. triplum</i> , muestra RTSJ-3.	95
Figura 4.24: <i>Dactyliosphaera silviae</i> , muestra RTSJ-6.	96
Figura 4.25: <i>Crucella</i> sp., muestra RTSJ-3.	96
Figura 4.26: <i>Crucella messinae</i> , muestra RTSJ-3.	97

Figura 4.27: Pantanellium sp., muestra RTJI-11	98
Figura 4.28: Praeconocaryomma sp., A, B, C y D de muestra RTSJ-3.	99
Figura 4.29: Praeconocaryomma universal A, B y C de muestra RTSJ-3.	100
Figura 4.30: Pseudoaulophacus sp. de la muestra RTSJ-3.	101
Figura 4.31: Spongodiscus sp., muestra RTSJ-6.	101
Figura 4.32: Triactoma sp., muestra RTSJ-3.	102
Figura 4.33: Acrozona concurrente de los organismos identificados en las muestras de radiolarita intralava.	104
Figura 4.34: Ejemplificación de mala preservación de radiolarios en muestras. A: RTSJ-4, B: RTSJ-12.	105
Figura 4.35: Material con mala preservación de las muestras del sitio Jicaral.	106
Figura 4.36: Material con mala preservación de las muestras del sitio Montezuma. A: organismo Nassellaria de la muestra RTMT-7, B: organismo Spumellaria de la muestra RTMT-9.	108
Figura 5.1: Sinopsis de eventos que caracterizan la cronología de la península de Nicoya. Complejo de Nicoya: los círculos celestes muestran los basaltos almohadillados de Nicoya en 140 Ma, los círculos verdes en 120 Ma, el círculo azul en 110 Ma y los círculos color naranja en 90 Ma; los símbolos de tres puntas color rosa corresponden con radiolarios que indican las edades con sus respectivas barras de error; I, Nicoya I; II, Nicoya II y III, Nicoya III (con base en Alvarado et al., 1997; Sinton et al., 1997; Hauff et al., 2000; Hoernle et al., 2004; Madrigal et al., 2016). Los símbolos rojos de tres puntas representan las edades de radiolarios determinadas en la presente investigación para los distintos sitios en estudio.	124
Figura 5.2: Delimitación del Sector A y Sector B de acuerdo con las características de las rocas radiolaríticas, las edades de los basaltos y la biocronología tomada de la bibliografía y la determinada en el presente estudio (con base en Flores, 2006). El Sector A se compone de los extensos afloramientos de radiolaritas rojas que presentan edades desde Jurásico hasta Cretácico y además, dentro de esta área se encuentran representados los tres eventos del LIP del Pacífico con dataciones radiométricas que van desde hace 139 Ma hasta lo más reciente que es 77 Ma. (edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: Alvarado et al., 1997; Sinton et al., 1997; Hauff et al., 2000, Hoernle et al., 2004 y Flores, 2006; radiolaritas: Denyer y Baumgartner, 2006). En el Sector B se encuentran los tres sitios estudiados en la presente investigación. Se logra identificar que las dataciones radiométricas, la Formación Loma Chumico y las edades determinadas en este trabajo, son congruentes entre sí y podrían ser evidencia de implicaciones geotéctónicas.	126

Índice de cuadros

Cuadro 2.1: Unidades del Complejo Acrecional Santa Rosa, de la base (unidad 1) al techo (unidad 8). ..	29
Cuadro 3.1: Descripción de la sección estratigráfica del sitio San Juanillo (fotos por Valentín Chesnel).	52
Cuadro 3.2: Descripción de la sección estratigráfica del sitio Jicaral (fotos por Valentín Chesnel).	63
Cuadro 3.3: Descripción de la sección estratigráfica del sitio Montezuma (fotos por Valentín Chesnel). ..	69

Apéndices

Apéndice 1. Datos de las muestras estudiadas en Baumgartner y Denyer (2006) en la península de Santa Elena. Las coordenadas no son datos exactos brindados por el autor, es una aproximación obtenida por medio de SIG.	141
Apéndice 2. Datos de las muestras estudiadas en Bandini et al. (2011) en la península de Santa Elena. Se presenta la relación con las unidades determinadas por Baumgartner y Denyer (2006).....	143
Apéndice 3. Datos de las muestras estudiadas en Denyer y Baumgartner (2006) en la península de Nicoya.	146
Apéndice 4. Procesamiento de muestras en el laboratorio.	150
Apéndice 5. Datos de las muestras procesadas en la presente investigación, se especifica cada muestreo.	152

1. Introducción

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo general

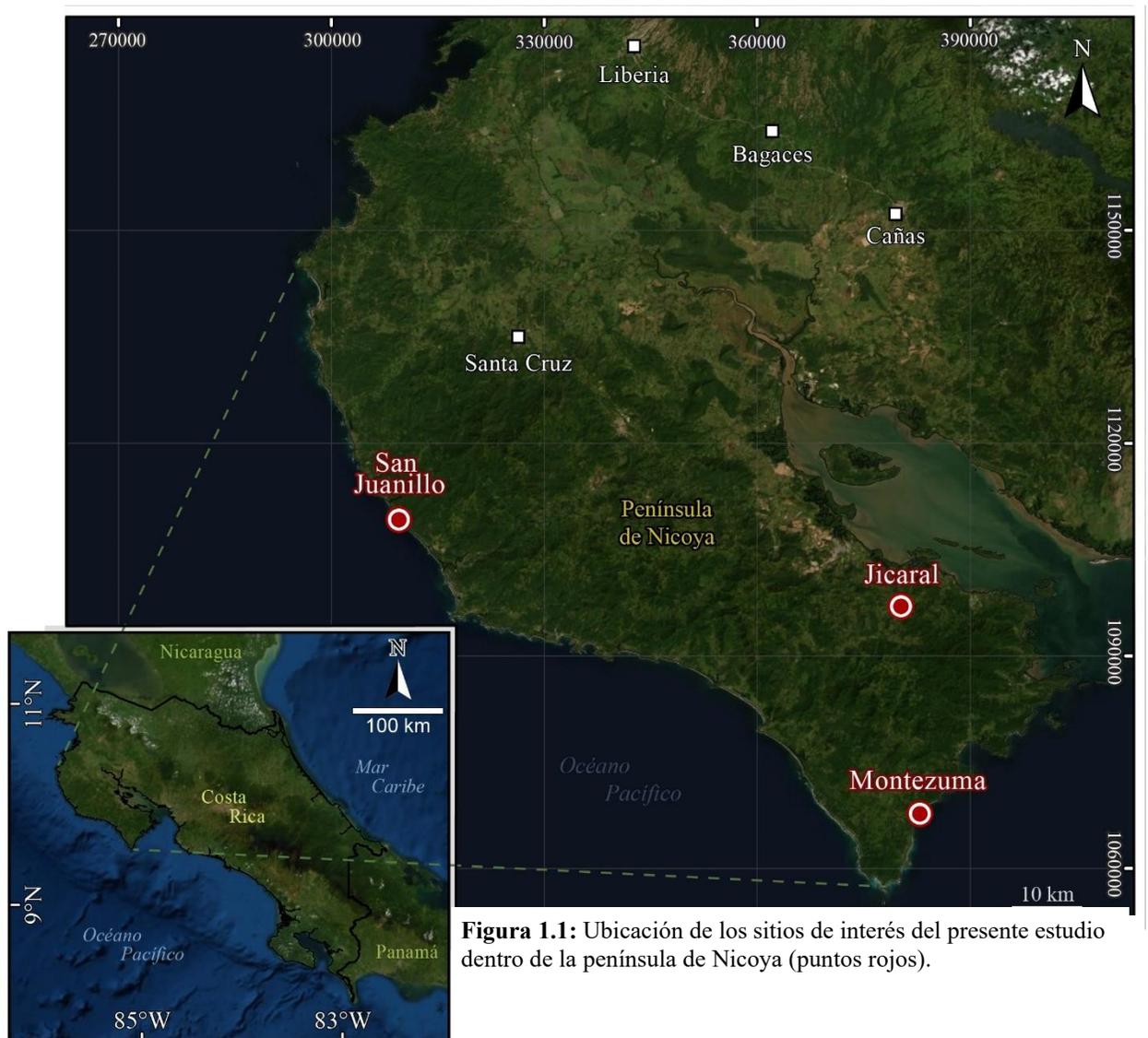
- Analizar las radiolaritas intra- y supra-lava del Complejo de Nicoya en la parte central y sur de la península de Nicoya por medio del estudio bioestratigráfico y la caracterización estructural, con el fin de entender los procesos de formación que las han originado.

1.1.2 Objetivos específicos:

- Caracterizar los afloramientos de radiolaritas intra y supra-lava a partir de criterios litológicos y estructurales, para la descripción sistemática de los sitios.
- Establecer la bioestratigrafía de radiolarios mediante la clasificación de taxones, para la determinación de edades.
- Examinar integralmente los rasgos/datos estructurales de campo para la determinación de las condiciones tectónicas sin y posdeposicionales.
- Elaborar un modelo tectono-bioestratigráfico por medio de la correlación bioestratigráfica y estructural con el fin de comparar las radiolaritas intra y supra lava con las radiolaritas tipo “red ribbon beds” de la zona norte de Guanacaste.

1.2 Ubicación

Esta investigación comprende los sitios de San Juanillo, Jicaral y Montezuma (figura 1.1), ubicados al noroeste del país en la península de Nicoya, dentro de las hojas topográficas, escala 1:50 000 del Instituto Geográfico Nacional (IGN): Cerro Brujo, Venado y Cabuya, respectivamente. La localidad de San Juanillo se encuentra en la costa oeste de la península, propiamente en el distrito de Cuajiniquil, en el cantón de Santa Cruz, Guanacaste. Por su parte, el poblado de Jicaral se ubica hacia el sector sureste de la península dentro del distrito de Lepanto, en el cantón de Puntarenas, provincia de Puntarenas. Por último, el sitio de Montezuma, al sur de la península de Nicoya, se localiza en el distrito de Cóbano, en el cantón de Puntarenas, dentro de la provincia con el mismo nombre.



1.3 Contexto geotectónico

Costa Rica se ubica dentro de un marco geotectónico de gran complejidad en donde interaccionan la placa del Coco, placa Caribe y placa Nazca que coinciden en un punto triple en el que, además, finaliza la zona de subducción de la Fosa Mesoamericana; cuya formación, cinemática y evolución son aspectos muy discutidos en la actualidad (figura 1.2). Esta interrupción es causada por la Zona de Fractura de Panamá que está delimitada al oeste por la Placa del Coco y al este por la placa Nazca, constituyendo una zona de cizallamiento dextral lateral que genera un límite transformante entre las placas (Lücke, 2014) mientras que hacia el este, desde la Zona de Fractura de Panamá, el límite entre la placa del Caribe y la placa Nazca en el sector sur de Panamá está marcado por un antiguo centro de expansión descrito por Lonsdale (2005) como una estructura fósil relacionada con la fragmentación de la placa oceánica de Farallón.

La Fosa Mesoamericana es una depresión que se extiende desde el margen Pacífico del estado de Jalisco en México, hasta la costa sur de Costa Rica (Seely, Vail y Walton, 1974) y varía su profundidad desde 5000 m.b.n.m en el Pacífico guatemalteco hasta 4000 m.b.n.m en la península de Nicoya, manteniendo este nivel a lo largo del litoral Pacífico de Costa Rica (Montero, 2001). En esta fosa existe un proceso activo en el cual la placa del Coco se subduce debajo de la placa Caribe a una velocidad aproximada de 73 mm/año en el sector noroeste cercano al litoral guatemalteco y de 85 mm/año en la parte sureste del margen de Costa Rica (DeMets, 2001; LaFemina *et al.*, 2009).

La placa del Coco se considera como una compleja placa tectónica que ha sido resultado de la segmentación de la litósfera provocada por dos centros de expansión oceánica que a su vez se relacionan con procesos de vulcanismo de puntos calientes que contribuyeron a la propagación de la segmentación de la placa frente a Costa Rica, dando como resultado una corteza heterogénea que afecta la interacción de las placas (Barckhausen *et al.*, 2001; Lücke y Arroyo, 2015).

De igual forma, la placa Nazca inició su evolución a partir de la separación de la placa Farallón hace aproximadamente 22,8 Ma cuando inició la actividad de uno de los centros de dispersión que fracturó la antigua placa (Meschede, Barckhausen y Worm, 2000).

La subducción de la placa de Nazca cesó a partir del Mioceno tardío debido a la obstrucción de la trinchera al chocar con el escarpe de Grijalva, lo que provocó que el margen se convirtiera en un límite de desplazamiento de rumbo (Lonsdale y Klitgord, 1978).

La influencia de puntos calientes, como el de Galápagos, hizo que la llegada de la placa del Coco tuviera una gran influencia en la determinación morfológica de los márgenes continentales a partir de la generación de una corteza heterogénea que afectó la forma en que interaccionan las placas, creando así tres dominios morfotectónicos diferentes entre los cuales se ha reconocido un relieve suave al noroeste, en el centro una serie de montes submarinos que presenta un límite suave y rugoso y por último una sección de subducción abrupta caracterizada por la cordillera submarina del Coco (von Huene, Ranero, Weinrebe y Hinz, 2000).

De este modo, a lo largo de la costa pacífica de Costa Rica se ha evidenciado el proceso de subducción de forma diversa ya que existe un contraste en el proceso de subducción entre el sector norte y sur debido a la rugosidad de la cordillera del Coco causada por la diferencia en el ángulo de subducción, el cual es bajo en el sur y mayor en el norte, así como porque existe una mayor deformación horizontal frente al margen sur.

La actual placa Caribe, se formó a partir de procesos derivados de la ruptura de Pangea que generó la dispersión de bloques continentales lo que provocó la migración de terrenos tectónicos y la creación de vías marítimas que han sido clave en la interpretación de la evolución de la placa (Pindell y Kennan, 2009). Debido a esto se considera que el basamento de la placa del Caribe es heterogéneo y con muchas variaciones en sus propiedades físicas y composicionales siendo el margen norte de la placa un límite de rumbo lateral izquierdo formado por el sistema de fallas Motagua-Polochic en el norte de Guatemala y se va prolongando hacia el este por la zona de falla de las Islas Swan en Honduras y a lo largo de la Fosa de las Caimán entre Jamaica y las islas Caimán (Lücke, 2012).

Costa Rica se encuentra propiamente en el extremo occidental de la placa Caribe (figura 1.2B), donde se da una interacción tectónica entre placas y entre los bloques Chorotega y Chortis. Este último constituye la corteza en el norte de Centroamérica y fue definido por primera vez como un bloque continental del Paleozoico que se extiende hasta el norte de Costa Rica (Dengo, 1969; Dengo, 1973) y al cual, posteriormente, se le asocia el terreno Mesquito que abarca el sur del bloque y se compone de rocas oceánicas máficas y ultramáficas y radiolaritas del Triásico, Jurásico y Cretácico ubicadas en cuatro localidades: las mélanges de serpentinita de Siuna (noreste de Nicaragua), melange de El Castillo (borde entre Costa Rica y Nicaragua), las rocas ultramáficas de Santa Elena (norte de Costa Rica) y los registros de la perforación DSDP 67/84 (antearco de Nicaragua-Guatemala) (Baumgartner, Flores, Bandini, Girault y Cruz, 2008).

Esta heterogeneidad tectónica da como resultado unidades de basamento de la corteza con propiedades físicas contrastantes, es decir, rocas paleozoicas cristalinas para el bloque Chortis, material ultramáfico (peridotita serpentinizada) para el Terreno Oceánico Compuesto de Mesquito y basaltos oceánicos de grandes provincias ígneas.

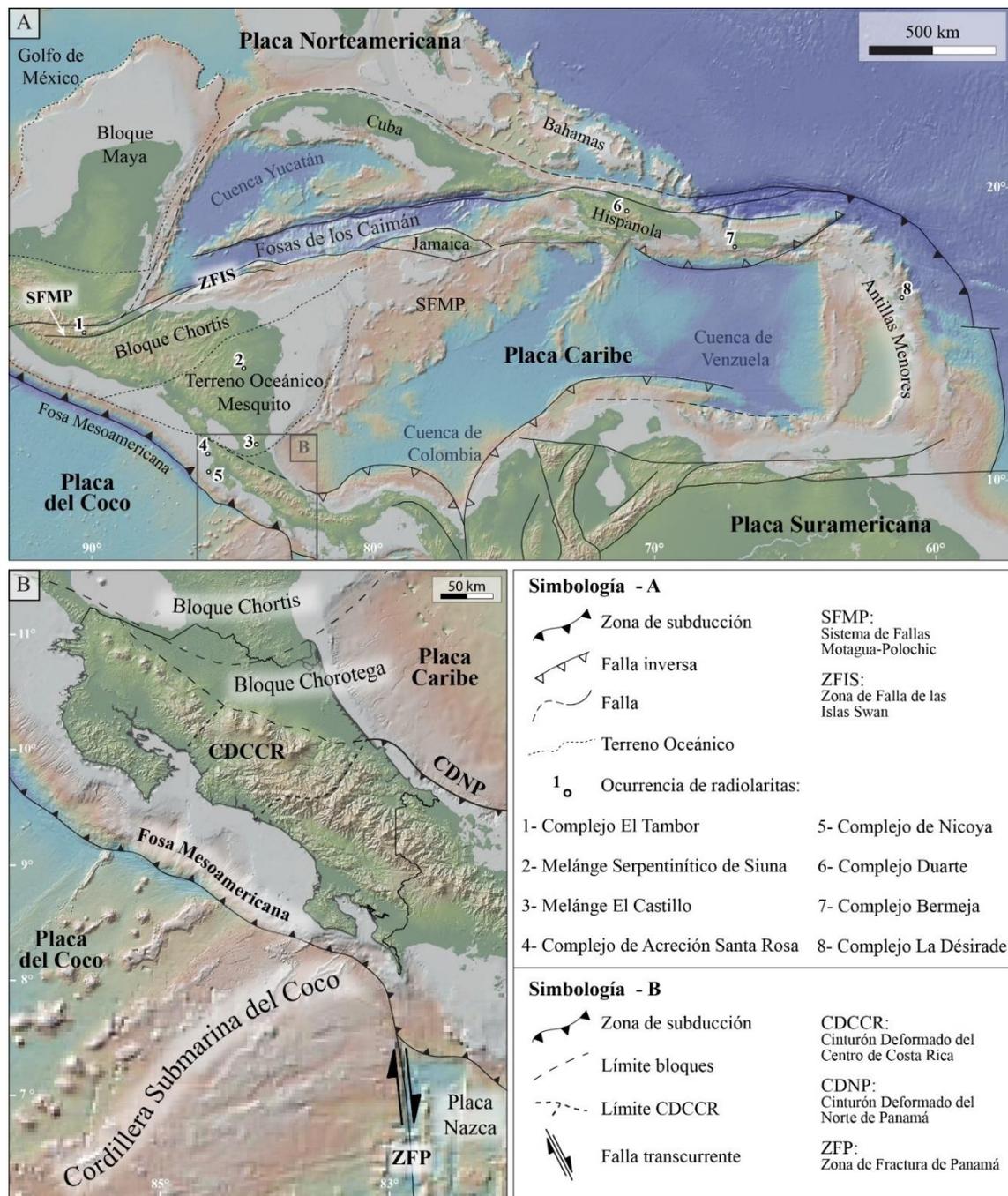


Figura 1.2: **A:** Contexto geotectónico actual de Centroamérica y el Caribe basado en Baumgartner et al. (2008), Bandini et al. (2011) y Lucke (2012), se pueden observar los sitios de ocurrencia de radiolaritas en la Placa Caribe. **B:** Contexto geotectónico generalizado de Costa Rica basado en Baumgartner y Denyer (2006). Fuente de mapas topográficos: GeoMapApp (www.geomapp.org/) / CC BY / CC BY (Ryan et al., 2009).

1.4 Justificación e importancia

La investigación geológica que se realiza en el país proporciona recursos geocientíficos importantes a nivel nacional, regional (Placa Caribe) y global (formación y evolución de paleo-Pacífico), por lo que su continuo desarrollo enriquece el conocimiento de toda la comunidad científica.

En Costa Rica, las rocas más antiguas que se han registrado hasta el momento, conocidas como radiolaritas, han sido objeto de discusión y análisis por parte de investigadores tanto a nivel nacional como internacional. Su estudio ha dado paso a la realización de diferentes estudios geoquímicos, paleomagnéticos y tectónicos en afloramientos de gran extensión que permiten obtener una información integral de forma multidisciplinaria. Aunque existe un aporte significativo en cuanto a la interpretación de la procedencia de estas rocas (e.g., Denyer, Baumgartner, y Gazel, 2006; Baumgartner et al., 2008; Bandini et al, 2011a), los estudios de las radiolaritas que se encuentran aflorando en sitios en el centro y sur de la península de Nicoya, no se han desarrollado a detalle, a pesar de que en estas localidades afloran estratos de radiolaritas intralava asociadas e intercaladas con coladas de lavas (San Juanillo y Montezuma) o supra-lava que se relaciona y sobrepone rocas basálticas (Jicaral). Los cuales representan afloramientos claves para un mejor entendimiento de la formación del Complejo de Nicoya.

Las radiolaritas del norte de la península de Nicoya que han sido objeto de estudios detallados se han interpretado como rocas alóctonas dentro del Complejo de Nicoya mientras que las secciones de roca de interés en esta investigación se analizan debido a que presenta características geológicas propias de rocas autóctonas, es decir que se depositaron *in situ*.

Por lo anterior, se considera de gran importancia la presente investigación ya que constituye una contribución detallada a la bioestratigrafía de la región mediante el estudio micropaleontológico y con aportes paleotectónicos que, a su vez, proporcionan una base de referencia para futuros estudios de radiolaritas en el país y en otras regiones del Caribe. Aunado a esto, se enriquece el conocimiento sobre el basamento oceánico del país compuesto por las rocas ígneas del Complejo de Nicoya.

1.5 Antecedentes

A pesar de que se han desarrollado una gran cantidad de investigaciones de radiolaritas en la región con el fin de dilucidar la historia del circum Pacífico-Caribe (e.g., Denyer y Baumgartner; 2006; Boschman, et al., 2019; Bandini et al., 2008, 2011, Sandoval et al, 2015). Existen secciones que no se han analizado o que no se han descrito con detalle. En nuestro país los afloramientos de radiolaritas de gran extensión (Punta Conchal, Villarreal y Cartagena) localizados al norte de la península de Nicoya, han sido objeto de estudios bioestratigráficos y paleotectónicos importantes (e.g., Denyer y Baumgartner; 2006; Boschman et al., 2019). No obstante, los afloramientos que poseen dimensiones menores, como los propuestos en esta investigación, no han sido estudiados de forma detallada.

Hacia el oeste de la península de Nicoya, la secuencia de San Juanillo ha sido de gran interés para la comunidad científica ya que existen estudios geoquímicos y geocronológicos en los basaltos que asignan una firma de plateau oceánico del Aptiano (~120 Ma; Hoernle, Hauff, y Van den Bogaard, 2004; Madrigal et al., 2016) y, además, se realizó un muestreo paleomagnético con el fin de comparar las paleolatitudes de los basaltos y las radiolaritas de Santa Elena y Nicoya (Boschman et al., 2019), con el resto de la placa Caribe y la región circum-Pacífico (Japón, Nueva Zelandia, y México).

El sitio de Jicaral, al sureste de la península, ha sido descrito brevemente como Facies Radiolaríticas de la Unidad Fila Nubes, en afloramientos de poca extensión que se componen de radiolarita roja con vetas de cuarzo (Cascante, 2000). De igual forma, en la localidad de Montezuma se ha reportado la ocurrencia de radiolaritas rojas y pedernales, que se asocian a la secuencia de basaltos (Chinchilla, 1983).

Por lo tanto, debido a la ausencia de estudios en estos afloramientos que se presentan de manera aislada y restringida dentro de las lavas del Complejo, es que surge el interés llevar a cabo un análisis de su génesis, proceso de depósito, edad y tectónica a partir de criterios bioestratigráficos y con algunos aportes paleotectónicos que permiten caracterizar detalladamente cada sitio.

Para una mejor comprensión de la presencia de radiolaritas en Costa Rica, se realiza un capítulo de estas rocas y sus antecedentes en el Pacífico Norte del país, propiamente en la península de Santa Elena y la península de Nicoya (ver Capítulo IV. Historia geológica de las radiolaritas al noroeste de Costa Rica).

1.6 Marco Teórico

1.6.1 Radiolaria

Los radiolarios se definen como protistas exclusivamente planctónicos y marinos, en donde la gran mayoría de especies son solitarias y constituidas por un esqueleto de sílice (De Wever et al, 2001 y Camacho, 2007). Se encuentran ampliamente distribuidos en los océanos abarcando toda la columna de agua, desde las aguas superficiales hasta las aguas con mayor profundidad y son principalmente organismos inmóviles adaptados a una existencia flotante (De Wever et al., 2001). Tienen un modo de alimentación microfágica, es decir que se alimentan de partículas muy pequeñas o microscópicas, su aspecto general es esférico, discoidal u oblongo que define formas más anchas que largas y con tamaños que van desde 30-40 μm a 2 mm (De Wever et al., 2001; Boltovskoy et al., 2017).

A lo largo del tiempo la complejidad de los esqueletos de radiolarios ha suscitado el asombro e interés de los investigadores por conocer su formación y modo de vida. Según lo mencionado por De Wever et al. (2001) y Boltovskoy et al. (2017), fue Meyen (1834) quien describió el primer radiolario vivo a partir del plancton del Mar de China, mientras que Ehrenbergh (1938) registra el primer organismo fósil y a su vez, establece el término "Polycystina". Por otro lado, también indican que el nombre "Radiolaria" fue propuesto por primera vez por Müller (1858) para designar a los protistas planctónicos con esqueleto radial y, posteriormente, Haeckel (1860) lo utilizó como un término informal que abarcaba acantharios, polycystinos y feodarianos.

Los análisis realizados en la presente investigación se enfocan en los organismos policistina de los cuales se describen sus generalidades a continuación.

Clasificación

Existen distintas clasificaciones para estos organismos definidas a lo largo del tiempo, pero para efectos de esta investigación, se utiliza como referencia la clasificación actual obtenida de WoRMS Editorial Board (2022).

- Reino Chromista
 - Phylum Radiozoa

→ Clase Polycystina:

Corresponde con los radiolarios de esqueleto de sílice amorfo, que no presentan una matriz orgánica y cuentan con barras y espinas sólidas y que tienen una gran representación en el plancton y sedimentos actuales (entre 400-500 especies existentes), como en los depósitos sedimentarios (varios miles de especies fósiles) (Camacho, 2007).

→ Orden Spumellaria:

Radiolarios con simetría esférica, radial o similar a éstas. El esqueleto puede llegar a ser espiralado, asimétrico discoidal, biconvexo, triaxónico, cuadrangular, enrejado o esponjoso.

→ Orden Nassellaria:

Son organismos solitarios. El esqueleto puede llegar a estar constituido solamente por varias espículas fusionadas, en un anillo y con distintos elementos asociados al mismo, o en estructuras de una sola cámara o de cámaras múltiples desarrolladas a lo largo de un eje que puede tener diferentes polos.

Composición de la célula

La célula de los radiolarios tiene un tamaño promedio entre unos 50 y 300 μm , aunque algunas formas coloniales pueden llegar a más de 5 m de largo (De Wever et al, 2001). A pesar de su tamaño y compleja organización celular, se han realizado estudios biológicos que permiten caracterizar su estructura (figura 1.3). Camacho (2007) describe de una forma sencilla y clara estos organismos, en donde indica que se caracterizan por estar constituidos por una cápsula central que contiene una membrana proteica perforada que separa el ectoplasma (o citoplasma extracapsular) del endoplasma (o citoplasma intracapsular) y cuya forma se adapta a la forma esquelética del cuerpo, por lo que para el caso de Spumellaria es esferoidal mientras que en Nassellaria es piriforme o elongada (figura 1.3). En el endoplasma se encuentran la mayoría de las organelas (núcleo, mitocondrias, Golgi, etc.), mientras que en el ectoplasma están las vacuolas (digestivas y otras) y las algas simbióticas, cuando las hay y, además, en su superficie se encuentran los pseudópodos que son extensiones del citoplasma que contribuyen en la alimentación del organismo,

son finos y lábiles (filopodios) o más gruesos y con un eje central o axonema (axopodios) (De Wever et al, 2001, Camacho, 2007).

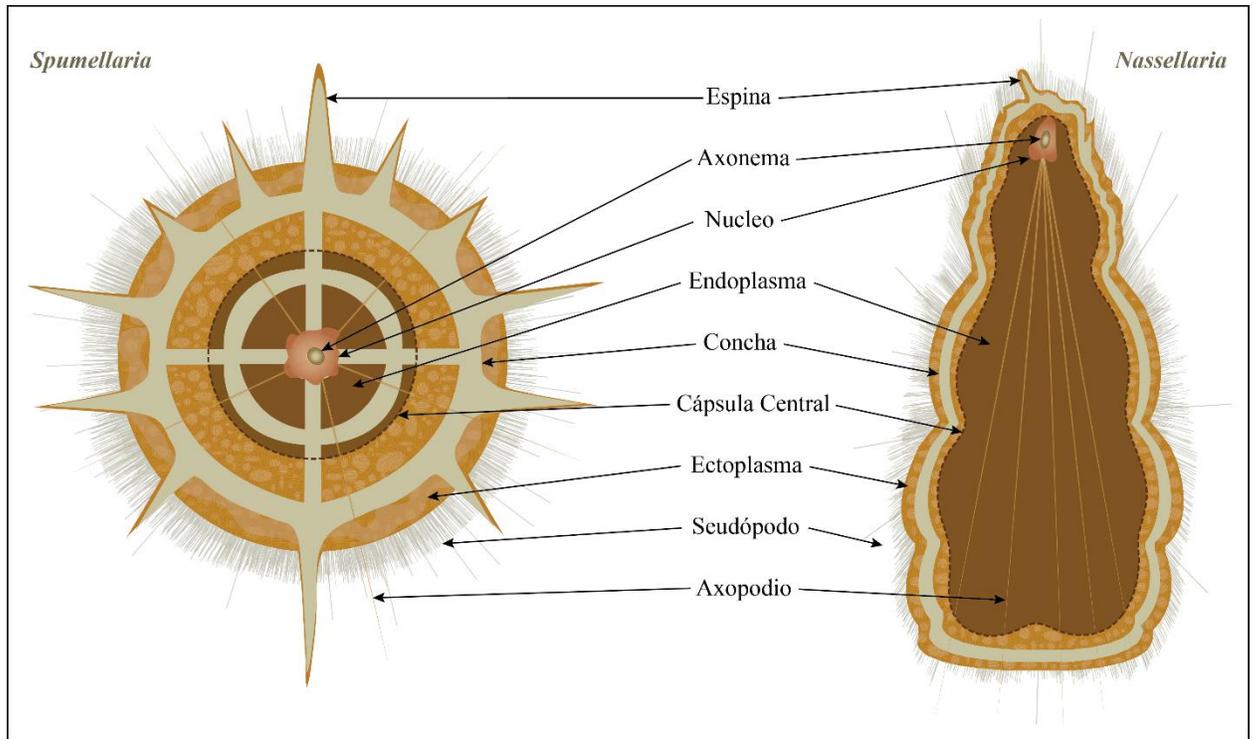


Figura 1.3: Diagrama esquemático de la organización celular de los radiolarios de la clase Polycystina del orden Spumellaria y Nassellaria (elaboración propia, basado en las descripciones de Boltovskoy et al., 2017; Camacho, 2007; De Wever et al., 2001).

Hábitat

En los primeros estudios de radiolarios, Haeckel (1887; en De Wever et al., 2001), determina que los radiolarios están presentes en todos los océanos y en todas las zonas climáticas, en donde la mayor diversidad y el mayor número de especies se da en la zona tropical y son más abundantes en el hemisferio sur más que el hemisferio norte, presentando una disminución hacia los polos, Además, concluyó que en el océano Pacífico predominan en cantidad y variedad de ensamblajes.

- Distribución geográfica - horizontal

La distribución geográfica de los radiolarios vivos aún no se ha establecido detalladamente ya que los datos espaciales sobre las formas de vida son escasos y hace falta realizar estudios sobre cambios estacionales a largo plazo. Se considera que los radiolarios se encuentran en todos los océanos, aunque en distintas cantidades y con diferentes asociaciones. En general, a excepción de

una especie determinada, se ha encontrado que no pueden sobrevivir en aguas con una salinidad menor a 30 ppm (partes por mil), pero sí puede ser posible que, en sitios con una plataforma continental casi ausente y en donde no existe un límite claro de las aguas neríticas, puedan existir radiolarios vivos desde la zona de playa (Camacho, 2007; De Wever et al., 2001).

La diversidad de especies de los organismos policistinos cambia muy poco entre las cuencas, en este sentido, es posible que radiolarios identificados en el Ártico puedan encontrarse en el extremo sur, en las cercanías de Antártida (Stepanjants et al., 2004).

De acuerdo con Boltovskoy et al. (2017), las principales zonas climáticas oceánicas, se definen a partir de regímenes de temperatura del agua por lo que albergan ensamblajes de radiolarios desiguales pero la mayoría de las especies se encuentran, aunque escasamente, en más de un área.

La temperatura es el factor más relevante para poder definir los patrones de distribución de policistinos dentro de los rangos de condiciones oceánicas normales (básicamente la salinidad), seguida de los nutrientes, las corrientes, la disponibilidad de alimento y la productividad primaria que también influyen en la disposición de los organismos (Boltovskoy et al., 2017; Camacho, 2007).

Los radiolarios pueden estar en casi todos los sedimentos pelágicos, la abundancia con que se encuentren depende de su densidad en las aguas suprayacentes y de sus tasas de disolución, tanto en la columna de agua durante el descenso, como en los sedimentos, por lo que los barros radiolaríticos únicamente llegan a cubrir el 3% de los fondos marinos (valor bajo si se compara con los barros de carbonato de calcio: 48%, y los de diatomeas: 12% (Camacho, 2007).

Se ha determinado que la máxima diversidad de policistinos se encuentran en las latitudes medias bajas (20-35°), disminuyendo poco a poco hacia el ecuador y de manera drástica hacia los polos y en donde el grado de homogeneidad de distribución de organismos entre las especies tiende a disminuir con la latitud: en aguas polares es común encontrar formas que predominan sobre otras, mientras que en las zonas tropicales la distribución numérica de individuos por especie es semejante (Boltovskoy, 1999).

- Distribución vertical

En cuanto a la distribución vertical, en aguas tropicales y subtropicales, los organismos pertenecientes a la clase Polycystina es común que se concentren entre los 50-100 m superiores de la columna de agua (Boltovskoy et al., 2010). En el caso de las aguas polares, se da una abundancia general menor pero la mayor cantidad se encuentra en niveles más profundos y cálidos, cerca de los 200 - 400 m (Boltovskoy y Alder 1992; Nimmergut y Abelmann, 2002 y Boltovskoy et al., 2017). A partir de distintos estudios, se han logrado identificar patrones que pueden describir los rangos verticales de estos radiolarios: A) superficie: generalmente por encima de los 100 m; B) subsuperficial: alrededor de los 100 m; C) intermedio: entre 100 - 300 m y 4. Profundo: por debajo de los 300 m (Boltovskoy et al. 2010; Kling y Boltovskoy 1995). Es importante considerar esta distribución vertical como una referencia ya que no se pueden determinar profundidades fijas debido a que la disposición de los organismos depende también de la dinámica horizontal de las masas de agua por lo que puede suceder que las mismas especies de radiolarios, ocupen intervalos de profundidad distinta en lugares diferentes. Por ejemplo, en sitios de mayor latitud los organismos característicos de agua fría se van a encontrar en las capas superiores de la columna de agua mientras que, estas mismas especies en zonas latitudinalmente de medias a bajas, van a estar ubicados a una mayor profundidad en la columna de agua (Boltovskoy, 1988; Boltovskoy y Correa, 2016; Casey et al., 1982; Kling, 1976).

Reproducción, alimentación y longevidad

La reproducción de estos organismos puede ser sexual o asexual. La reproducción asexual se da por la división celular en el proceso de mitosis en donde se producen dos o más descendientes genéticamente iguales mientras que la reproducción sexual es por medio de la liberación de gametos haploides (como lo son los espermatozoides y óvulos) que se fusionan y producen un cigoto con características genéticas provenientes de ambos organismos progenitores (Anderson, 2001).

En cuanto a la nutrición, se alimentan por medio de los pseudópodos con los que capturan materia orgánica que puede estar constituida por detritos, bacterias, algas, otros protistas, plancton, entre otras (Camacho, 2007).

La vida media de los radiolarios no ha sido determinada con exactitud ya que no existen datos precisos que muestren el período de vida desde la etapa de cigoto hasta su madurez reproductiva, por lo que se han realizado estimaciones con organismos en cultivos de laboratorio o comparando la densidad de población en el agua superficial con la tasa de acumulación de los especímenes muertos que se depositan en los sedimentos. En general, se estima una longevidad que va desde varias semanas hasta más de un mes (Anderson, 1983).

Rasgos esqueléticos

- Orden Spumellaria

Boltovskoy et al. (2017) los define como organismos que pueden llegar a ser solitarios o coloniales (una sola familia: Collosphaeridae). Se caracterizan por tener una concha bien desarrollada, con simetría radial o similar (espiral, discoidal o lenticular, biconvexa, triaxónica, cuadrangular, etc.) o asimétrica. La cápsula central se encuentra conformada por muchos poros pequeños (figura 1.4).

- Orden Nassellaria

En el caso de este grupo, Boltovskoy et al. (2017) determina que son solitarios, caracterizados por una concha representada por varias espículas fusionadas, por una estructura similar a un anillo con espinas y elementos asociados, o por esqueletos reticulares de una o varias cámaras más elaboradas. Además, indica que, la simetría de la concha se considera particular debido a que los dos extremos de su eje mayor definen dos polos morfológicamente diferentes. En cuanto a los esqueletos más desarrollados, se pueden identificar distintas secciones divididas por estrangulamientos o segmentos que constituyen: primeramente, el céfalo, siguiendo con el tórax, luego el abdomen y, por último, los segmentos pos-abdominales; en el céfalo se encuentra el esqueleto interno, compuesto por un conjunto de espinas y barras interconectadas (Camacho, 2007).

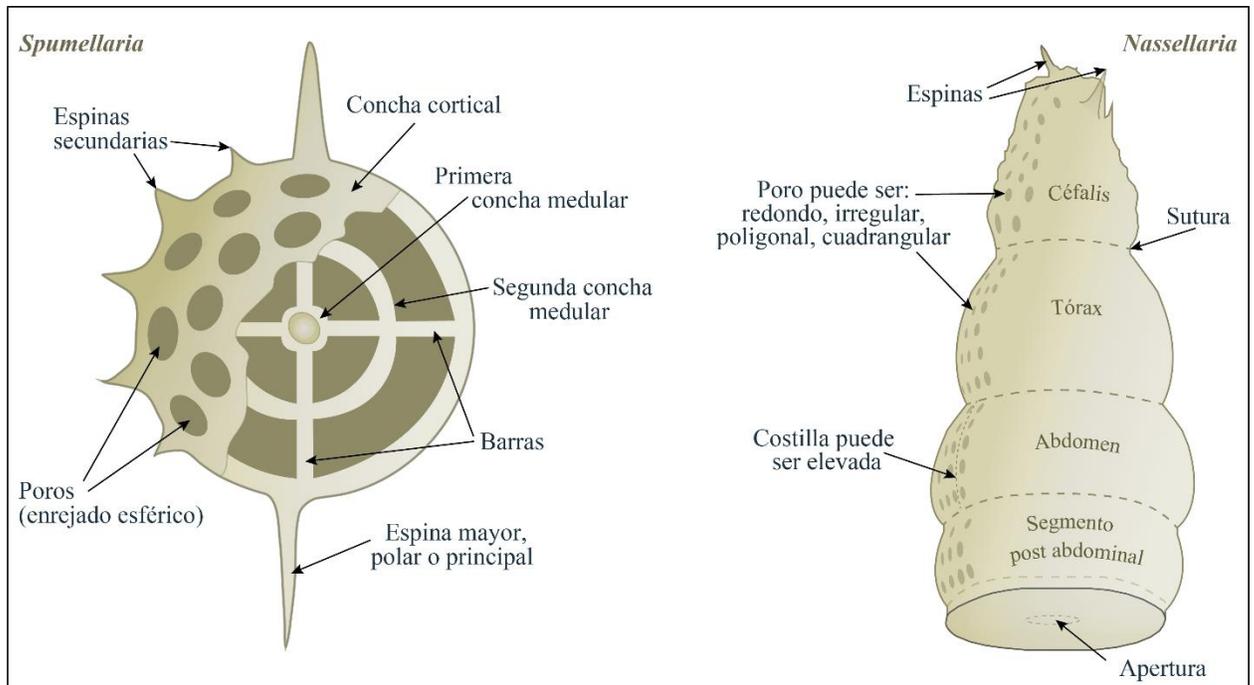


Figura 1.4: Esquema de los elementos esqueléticos típicos de los radiolarios de clase Polycystina del orden Spumellaria y Nassellaria (elaboración propia, basado en las descripciones de Boltovskoy et al., 2017; Camacho, 2007; De Wever et al., 2001).

Transformación

La preservación de los radiolarios es afectada por la disolución natural que inicia después de su muerte cuando se encuentran en la columna de agua en proceso de sedimentación y la cobertura orgánica del citoplasma comienza a oxidarse (Camacho, 2007). Únicamente entre el 1% y 10% de los desechos silíceos (incluidos radiolarios y diatomeas), se depositan como sedimento en el fondo del océano, pero no hay datos cuantitativos que indiquen el porcentaje de disolución para niveles específicos de la columna, aunque se ha logrado identificar que la desintegración del esqueleto aumenta con la profundidad por lo que, en algunos casos, en el sedimento se pueden encontrar especies representadas por espinas rotas (De Wever et al., 2001).

A pesar de que no se han desarrollado experimentos *in situ* sobre la disolución de los radiolarios en los sedimentos depositados en el fondo del océano, se considera que los patrones de conservación no dependen de la profundidad en la columna de agua y, además, este proceso de disolución es posible que continúe por debajo de la interfaz agua-sedimento cuando existe una baja concentración de sílice en las aguas intersticiales (De Wever et al., 2001). Se cree que la mayor parte de la disolución ocurre en la interfase agua-sedimento cuando los esqueletos depositados

están expuestos a aguas subsaturadas de sílice, pero, cuando el enterramiento aumenta luego del enriquecimiento del suministro de sílice biogénico, existe una mejor preservación debido a que el tiempo de exposición de los esqueletos ante la capacidad corrosiva del agua del mar, es menor (De Wever et al., 2001).

En general, la disolución de los organismos que se acumulan en las capas superiores del fondo del océano varía dentro de los diferentes grupos taxonómicos en donde, por ejemplo, las especies de naselarios presentan una menor resistencia a la disolución en comparación con los espumelarios por lo que estos últimos son más abundantes en asociaciones de esqueletos parcialmente disueltos que los que se pueden identificar del orden Nassellaria.

La transformación de los radiolarios se da tanto por el proceso de disolución, como se mencionó anteriormente, así como por la recristalización de su esqueleto. A diferencia de la disolución que se desarrolla ya sea en la columna de agua o sobre los sedimentos del fondo oceánico, la recristalización ocurre en etapas posteriores en donde llega a afectar tanto a los esqueletos como a los sedimentos no biogénicos (De Wever et al., 2001).

Al analizar la sílice biogénica con un difractómetro de rayos X, se ha identificado que es amorfa y recibe el nombre de ópalo-A o de ópalo amorfo el cual es inestable y se convierte en ópalo-CT conformado por ópalo, tridimita y cristobalita, que se observa como lepisferas o partículas microscópicas. Posterior a esto, cuando existe un aumento en la temperatura y el tiempo, el ópalo-CT pasa a la fase estable de sílice, en donde se convierte en calcedonia y/o cuarzo (De Wever et al., 2001).

Según De Wever et al. (2001) las fases diagenéticas de la sílice se ven afectadas fuertemente por la temperatura y en menor grado, por el tiempo, lo que hace que la formación de chert sea predominante en los sedimentos más antiguos o profundos. Sin embargo, otros factores como la composición química de los fluidos intersticiales o la composición mineralógica del sedimento que contiene los esqueletos, pueden provocar una inversión en las reacciones teóricas entre la profundidad de enterramiento y las diferentes fases diagenéticas de la sílice. Durante la silicificación singenética, no se da un reemplazo de opal-CT en los esqueletos de sílice amorfa, sino que se forma un cemento intersticial, lo cual permite la identificación de radiolarios después de la diagénesis (De Wever et al., 2001).

Por otro lado, la mineralización de los esqueletos de radiolarios permite una mejor preservación debido al reemplazamiento de sílice por calcita, pirita, esmectitas, zeolitas, rodocrosita, kurnahorita, clinoptilolita, entre otras, pero que, en algunos casos, puede llegar a desarrollarse un crecimiento excesivo de los cristales que dificulta el reconocimiento de los organismos (De Wever et al., 2001).

La mineralización diagenética temprana de los sedimentos puede llegar a generar nódulos dentro de los cuales es posible retardar la pérdida de las propiedades morfológicas generadas por la descomposición y fosilización de los organismos, esto hace que los microfósiles radiolarios preservados en nódulos generalmente tengan un mayor nivel de preservación que los encontrados en el sedimento y, de manera similar, los esqueletos que se mineralizaron en etapas tempranas de la diagénesis del sedimento, generalmente tienen una mejor conservación que aquellos transformados en un momento posterior (Allison, 1990a, Allison, 1990b, De Wever et al., 2001).

Las transformaciones post mortem que afectan a un esqueleto de radiolario, ya sea la disolución en la columna de agua o en la interfase sedimento-agua, así como la diagénesis son tan severas que limitan la preservación de los radiolarios en el registro geológico por lo que, considerando la intensidad de las técnicas utilizadas para la extracción de estos fósiles, se puede decir que los esqueletos de radiolarios que se logran preservar para su posterior análisis e identificación, son organismos muy valiosos en el registro paleontológico (De Wever et al., 2011).

En la actualidad, los estudios de radiolarios son realizados de acuerdo con las descripciones e ilustraciones detalladas de Haeckel (1887). Para el año 1967 se agruparon los organismos espumelarios y naselarios en la clase Polycystina como los únicos grupos con representantes fósiles (Riedel, 1967). Se estima que existen entre 150-200 especialistas enfocados en los estudios de radiolarios, más del 90% de ellos con formación geológica-paleontológica y centrados en materiales fósiles, aunque también ha sido tal la importancia de la aplicación de los estudios de radiolarios, que el análisis de fósiles se ve respaldado por investigaciones biológicas que permiten dilucidar las afinidades naturales entre los principales grupos de radiolaria para aclarar sus relaciones taxonómicas (Boltovskoy et al., 2017).

1.6.2 Radiolaritas

El origen de las rocas ricas en radiolarios se relaciona a condiciones de alta fertilidad oceánica. Aunque, debido a la cercanía de estas formaciones a áreas volcánicas, se ha propuesto que existe una asociación genética entre los depósitos de radiolarios y el vulcanismo, con estudios más recientes se determina que se trata de una coincidencia o que, debido al incremento en el aporte de material volcánico, se da un enriquecimiento del agua del mar en sílice que mejora la conservación de la sílice amorfa (De Wever et al., 2001).

A las rocas formadas por la acumulación biogénica de estos organismos se le conoce con el nombre de radiolaritas o red ribbon beds, las cuales son descritas en sentido estricto como capas rojas o verdes de sílice, medidas en centímetros, que se alternan con capas milimétricas de arcilla (Jenkyns y Winterer, 1982). En los casos que estas rocas sedimentarias tengan una textura dura, densa y vítrea, se le conoce con el término “chert” (Hein, Valuer, y Allan, 1981).

Generalmente, las capas estratificadas de radiolaritas rojas (red ribbon bed radiolarites) poseen una geometría planar o ligeramente ondulada, alcanzando de 1 a 10 cm de espesor y se alternan con divisiones de lutitas entre milimétricas y centimétricas dentro de las cuales, si existieran radiolarios lo suficientemente bien preservados, pueden ser observados con una lupa de mano como formas redondas y oscuras, rellenas de cuarzo en una matriz opaca (Jenkyns y Winterer, 1982; De Wever et al., 2001; Baumgartner, 2013).

En cuanto al color, suelen ser diversos, con predominancia de los que van desde rojo parduzco hasta rojo ladrillo que son producto de cantidades variables de hierro (Fe^{3+}) que se dispersa en la matriz como hematita o goetita. En algunos casos, se pueden observar capas rojas entrelazadas con capas verdes probablemente como resultado de la sedimentación cerca de un límite de reducción-oxidación (redox) que fluctúa en la columna de agua o en el sedimento de la superficie. Los colores que van desde gris oscuro a verde resultan del Fe^{2+} asociado con pirita finamente dispersa en la roca, mientras que las radiolaritas negras contienen, además de pirita, cantidades variables de materia orgánica (Baumgartner, 2013).

Por otro lado, también se han identificado radiolaritas nodulares que han sido interpretados como depósitos de barro silíceo ligeramente calcáreo (aproximadamente 20%), en un nivel de profundidad un poco menor que la profundidad de compensación de carbonatos (CCD). Estos

chert, se describen como nódulos de remplazamiento que probablemente comenzaron a formarse a solo unos pocos metros del enterramiento, en las capas con mayor contenido de carbonatos y poca presencia de arcillas, en donde la compactación alrededor de los nódulos genera un lecho lenticular y en estos casos, todo el carbonato original podría ser reemplazado por sílice debido a una disolución diagenética (Winterer y Bossellini, 1981).

En general, las radiolaritas rojas estratificadas se asocian con corteza oceánica (ofiolitas) obducida en cinturones orogénicos del Mesozoico y Paleozoico y con la acreción de complejos ofiolíticos tanto en la región circum-Pacífica como en la región circum-Tetis (Montgomery, Pessagno, Lewis, y Schellekens, 1994).

El contenido fósil de estas rocas permite la determinación de edades bajo el principio de sucesión faunística, el cual indica que los organismos que conforman un ecosistema han ido cambiando de manera permanente y no repetitiva a través del tiempo, lo que ha generado que el tiempo geológico sea dividido en intervalos sucesivos que son caracterizados por la presencia de ciertos organismos concretos. Por lo tanto, los organismos que existieron en un período de tiempo determinado se pueden asignar a biozonas, lo cual es una herramienta clave para la bioestratigrafía. A partir de esto, se utiliza el término de “acrozona concurrente” como la biozona caracterizada por la coincidencia de taxones (agrupaciones de organismos emparentados) en donde el límite inferior es el biohorizonte de primera aparición de un taxon y el límite superior corresponde con la última presencia del otro taxón, por lo que el intervalo de la biozona suele ser menor que el intervalo de las biozonas de extensión de cada taxón por separado (Vera, 1994).

A partir del análisis de secciones continuas obtenidas por medio de perforaciones en el fondo oceánico, se ha demostrado la importancia y utilidad de los radiolarios para la estratigrafía, zonificación tropical, la realización de esquemas oceánicos y a su vez, han sido fundamentales para el desarrollo de estudios paleoambientales (paleotemperatura, paleoceanografía y paleoproductividad) ya que la preservación de casi todas las especies en forma fósil, la cronología de alta resolución y la posibilidad de muestrear todo el rango geográfico y cronológico de las poblaciones, entre otras, los convierte en material fundamental para la investigación de la evolución en donde, al día de hoy, estudios evolutivos de estos organismos, como lo es la

especiación, contribuyen al entendimiento de los procesos de transformación de la fauna pelágica en general (Boltovskoy et al., 2017).

1.6.3 Radiolaritas y su relación con la evolución de la Placa Caribe

De acuerdo con modelos cinemáticos de reconstrucción de placas tectónicas que se han desarrollado sobre la evolución de la Placa Caribe a partir del período Jurásico, existe concordancia por parte de la comunidad científica en que la Placa Caribe se deriva del paleo Pacífico y que tectónicamente se desplazó entre las Américas consumiendo la cuenca oceánica del proto-Atlántico (Flores & Gazel 2020; Madrigal et al., 2016; Flores, 2009; Pindell et al., 2005). Este hallazgo ha permitido relacionar las radiolaritas rojas localizadas en los bloques oceánicos mesozoicos de Centroamérica y el Caribe con este origen alóctono que convierte a estas rocas en una fuente crítica y confiable de datos paleogeográficos en fragmentos de la corteza caribeña del Jurásico (Montgomery et al., 1994b; Bandini et al., 2011 y Baumgartner et al., 2018).

La Placa Caribe está caracterizada por la ocurrencia de radiolaritas rojas de edad Triásico inferior al Cretácico Superior y han sido reportadas a lo largo de los márgenes de placa en América Central y las Antillas. Entre los ejemplos registrados en Centroamérica están: Complejo Ofiolítico El Tambor en Guatemala (Chiari, Dumitrica, Marroni, Pandolfi, y Principi, 2006), el Mélange Serpentinítico de Siuna y el Melánge de El Castillo en Nicaragua (Baumgartner et al., 2008; Flores et al., 2015), el plateau oceánico de Azuero en Panamá (Lissinna, 2005; Buchs et al. 2009) y el Complejo Acrecional de Santa Rosa y Complejo de Nicoya en Costa Rica (Baumgartner, 1984; Gursky y Schmitd-Effing, 1983; Denyer y Baumgartner, 2006; Bandini, Flores, Baumgartner, Jackett, y Denyer, 2008; Bandini et al., 2011a). También se han identificado radiolaritas en el promontorio de Herradura (Arias, 2003) y en el Complejo de Golfo Dulce en la península de Burica. En las Antillas se encuentran: el Complejo Bermeja en Puerto Rico (Montgomery, Pessagno, y Pindell, 1994; Bandini et al., 2011b), el Complejo Duarte en la República Dominicana (Bowin, 1975; Draper y Lewis, 1991; Viruete et al, 2009) y el Complejo de La Désirade en las Antillas Menores (Montgomery, Pessagno, y Muñoz, 1992; Mattinson, Pessagno, Montgomery y Hopson, 2008; Cordey y Cornée 2009; Montgomery y Kerr, 2009).

En Costa Rica se han identificado complejos oceánicos que registran acontecimientos geológicos y geotectónicos importantes, siendo la península de Santa Elena y península de Nicoya, los sitios

más estudiados hasta el día de hoy. Dentro de estos complejos, se han identificado radiolaritas con distintas características, que son de interés para esta investigación.

Las radiolaritas de Santa Elena se encuentran tectónicamente intercaladas entre secuencias de basaltos oceánicos y como bloques dentro de brechas en el Complejo Acrecional de Santa Rosa (Baumgartner y Denyer, 2006; Bandini et al., 2011a, Buchs et al., 2013) que, según interpretaciones sedimentológicas y geoquímicas, representa un monte submarino acrecionado (Baumgartner y Denyer, 2006; Gazel et al., 2006). Baumgartner y Denyer (2006) definen ocho unidades dentro de este Complejo, en donde se identifican estratos continuos de radiolaritas intercaladas con basaltos, brechas, diques, lodolitas, y unidades de brechas con grandes bloques de radiolaritas deformadas. Estas radiolaritas presentan edades que van desde el Jurásico Inferior-Medio hasta el Cretácico Superior.

Las radiolaritas del Complejo de Nicoya se describen típicamente como estratos delgados de color rojo y tamaños centimétricos, dispuestos de manera caótica, producto de plegamiento cerrado tipo chevron e isoclinales, con variaciones de colores verdosos y blancuzcos (Denyer et al., 2014). De acuerdo con su contenido mineral y biocronología, se dividen en radiolaritas manganesíferas y ferro-radiolaritas (Kuijpers, 1980; Denyer y Baumgartner, 2006).

Las radiolaritas manganesíferas forman grandes afloramientos de hasta 40 m de espesor de estratos centimétricos en los que se presentan principalmente mineralizaciones de manganeso (Denyer y Baumgartner, 2006) y, además, se asocian a cuerpos masivos lenticulares de jaspe hidrotermal de coloraciones rojizas (Kuijpers y Denyer, 1979). Se les atribuye una edad que varía entre el Jurásico Medio hasta el Cretácico medio (Denyer y Baumgartner, 2006; Denyer et al., 2014), en donde se considera una depositación sobre una corteza oceánica hipotética del Jurásico Inferior que hasta ahora no se conoce. Estas radiolaritas fueron deformadas de manera dúctil y posteriormente mezcladas durante eventos magmáticos asociados al Caribbean Large Igneous Province (CLIP). Esto provocó que llegaran a incorporarse dentro del material ígneo que constituye el basamento de la península de Nicoya (Denyer y Baumgartner, 2006).

Por su parte, las radiolaritas férricas del Cretácico Superior, asociadas con fases tardías del CLIP (Denyer y Baumgartner, 2006), se superponen a la secuencia ígnea y se caracterizan por tener

espesores entre los 3-10 m de estratos desde blancos hasta rojos y marrones de dimensiones centimétricas con vetas de hematita (Kuijpers, 1980).

1.6.4 Radiolaritas “Intra-lava” y “Supra-lava”

En la presente investigación, se utiliza el término “intra-lava” para describir rocas del tipo jaspe rojo que se depositan hidrotermalmente dentro de la zona axial del vulcanismo a lo largo del centro de expansión, que contienen un componente pelágico, principalmente de radiolarios (Montgomery y Kerr, 2009). Luego de un lapso de acumulación, los sedimentos, aún blandos y sin consolidar, quedan enterrados bajo nuevos flujos de lava lo que provoca que los sedimentos silíceos se deformen y disminuya su tamaño, lo cual, afecta el espesor y hace que se observen como lentes de sedimento intralava. Por lo tanto, una característica propia de estos depósitos es la disposición en estratos delgados o lenticulares rodeados de material basáltico.

El contacto de los sedimentos silíceos inconsolidados con nuevos flujos de lava, hace que exista una recristalización por “cocción”, además de la oxidación a hematita submicroscópica que fomenta la coloración rojiza y, por otro lado, la silicificación originada por los fluidos hidrotermales en los espacios porosos que puede convertir el sedimento en un chert o jaspe más denso (Montgomery y Kerr, 2009).

De acuerdo con Montgomery y Kerr (2009) es posible definir por un lado el pedernal intralava derivado del barro radiolarítico y por otro lado el jaspe intralava producido únicamente por sedimento hidrotermal y cuya diferencia radica en un mayor contenido de radiolarios del primero y un mayor contenido de óxido de Fe del segundo. Sin embargo, dado que las gradaciones entre ambos sedimentos son comunes, así como lo son entre los chert y los jaspes radiolaríticos, para este trabajo, no se utiliza dicha diferenciación.

En cuanto a al término “supra-lava” también entendido como inter-lava, hace referencia a rocas que, aunque tienen esa misma composición silícea y se relacionan con flujos de lava, estas no se encuentran inmersas a partir de un depósito insitu entre los pulsos que generan los flujos, sino que, por la posible actividad tectónica, fueron colocadas entre las sucesiones basálticas.

1.7 Metodología

El presente trabajo se lleva a cabo bajo el marco de desarrollo del proyecto de investigación “Radiolaritas en Costa Rica: bioestratigrafía y paleotectónica asociada”, número B9064, del Centro de Investigación en Ciencias Geológicas (CICG) de la Universidad de Costa Rica.

La preparación y procesamiento de las muestras se realiza en el Laboratorio de Paleontología y Micropaleontología de la Escuela Centroamericana de Geología (ECG), teniendo apoyo del Laboratorio de Geoquímica de la ECG.

El análisis de los radiolarios se efectúa a partir de las fotografías obtenidas en sesiones de trabajo realizadas en el laboratorio de procedimientos y en la sección de microscopía electrónica del Centro de Investigación en Estructuras Microscópicas (CIEMic).

1.7.1 Investigación bibliográfica

Se realiza una compilación de trabajos previos que abarcan los temas de interés de la presente investigación, ya sea que se enfocan propiamente en la zona de estudio o que su contenido constituye una base necesaria para el entendimiento de la región. Entre el material útil en la recopilación se encuentran libros, artículos, mapas, campañas geológicas, tesis de grado y posgrado e informes de cursos, entre otros. Por otro lado, a partir de datos provenientes de investigaciones sobre radiolaritas desarrolladas en Costa Rica, tanto en la península de Santa Elena como en la península de Nicoya, se hace una recopilación de los sitios en donde se han identificado estas rocas y se incluyen algunas de sus principales características mostradas en los apéndices 1, 2 y 3.

1.7.2 Giras de campo

El trabajo de campo consiste en la identificación y visita a los sitios propuestos dentro de esta investigación, con el fin de hacer un levantamiento de las secciones a detalles, en donde se miden rasgos físicos y estructurales y a su vez, durante el recorrido por los alrededores de las diferentes localidades, se procura realizar la recopilación de evidencias geológicas que puedan ser útiles en los análisis realizados.

1.7.3 Muestreo

La extracción de muestras durante las giras de campo se realiza a partir de un muestreo aleatorio estratificado (Otzen y Manterola, 2017) en el que se toma la muestra de forma proporcional a la disposición de las rocas en el afloramiento y a su vez, se lleva a cabo una observación de las

radiolaritas con lupa para la identificación de radiolarios en el campo tomando en cuenta, además, el estado de preservación de la roca. Por lo tanto, según los criterios antes mencionados para la selección de muestras, se efectúa una extracción aproximada de 10 y 20 muestras por cada sitio en estudio constituyendo un total de 35 muestras procesadas.

1.7.4 Procesamiento de información recopilada en trabajo de campo

Luego de las giras, se ordenan las descripciones y mediciones realizadas en el campo, en bases de datos que permitan el fácil acceso a dicha información (apéndice 5). Dentro de estas bases, se incluyen como mínimo las coordenadas, localidades, espesores, longitud, color y características particulares, que permitan identificar los diferentes puntos analizados. La generación de este material permite la georreferenciación de la información, lo cual es un recurso para la correlación de datos tanto estructurales como estratigráficos.

A partir de la información recopilada en el trabajo de campo, se agrupan los datos de cada sitio, de tal forma que, para cada una de las muestras, se compila la información de coordenadas, espesores, colores y características principales observadas en el campo que permiten el desarrollo de este capítulo.

1.7.5 Preparación de muestras para entresacado de radiolarios y toma de fotografías

El procesamiento de muestras por cada nivel de radiolarita se realiza con la preparación estándar descrita por De Wever et al. (2001; apéndice 4), en donde se agrega aproximadamente 60 g de material en ácido fluorhídrico diluido (4%) y se deja reposar durante varios días o hasta semanas (apéndice 5). Luego se realizan lavados con agua ultrapura para limpiar la muestra pasando el residuo por tamices de 300 y 60 μm . Por último, se deja secar el residuo en porcelanas sobre la plantilla a aproximadamente 60° C. Posteriormente se lleva a cabo el entresacado de radiolarios bajo un microscopio binocular Stemi DV4, marca ZEISS y son fotografiados en el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB).

El proceso de entresacado requiere de una dedicación de tiempo importante que puede variar entre 8 hasta 40 horas, dependiendo de la cantidad y calidad del residuo que determinan la facilidad y, por ende, rapidez con la que se puede abarcar una muestra.

El contenido entresacado se cuantifica según una escala de valoración establecida a partir de la cantidad máxima de granos entresacados en una de las muestras (70 granos aproximadamente). De esta forma se establece un contenido bajo al entresacar de 1-23 granos, moderado de 23 - 46 granos y abundante cuando se obtienen entre 46-70 granos (apéndice 5). Es importante mencionar que existe diferencia entre el contenido entresacado y las fotografías MEB, ya que no todos los granos entresacados corresponden con organismos fósiles.

La identificación de taxones depende de la preservación de los organismos de radiolarios fósiles por lo que, para la determinación de la preservación de los radiolarios en las muestras procesadas, se considera una escala de valoración en la que preservación baja corresponde con organismos en los que se observan características generales como tamaño, forma y algunos rasgos sin detalle que dificultan la identificación de radiolarios, mientras que, la preservación moderada hace referencia a organismos que a pesar de encontrarse recristalizados, conservan características claras de la estructura del esqueleto (poros, espinas, barras, aperturas, entre otros) que facilitan el reconocimiento de taxones. Para efectos de la presente investigación, no se utiliza el nivel de evaluación de alta preservación ya que no se encuentran organismos completos que conserven las partes de su cuerpo original. Por lo tanto, las muestras en las que se identifican taxones (apéndice 5), se consideran muestras con preservación moderada y las muestras de las cuales existen fotografías obtenidas a partir de MEB, pero de las que no es posible reconocer taxones, corresponden a muestras con baja preservación.

A partir de las fotografías obtenidas, se realiza la identificación de taxones a nivel de especie y se determinan las edades por medio de rangos compuestos basados en los datos de la literatura. Las principales referencias en la sinonimia utilizada corresponden con las publicaciones Pessagno (1976), Taketani (1982), Thurow (1988), O'Dogherty (1994), Vishnevskaya (2001) y Bragina (2004).

1.7.6 Integración de información y datos obtenidos

A partir de todo el trabajo descrito anteriormente, es posible la asociación de la información obtenida tanto en la búsqueda bibliográfica como en los análisis de campo y laboratorio, para una interpretación bioestratigráfica y paleotectónica congruente con las condiciones geológicas de la región. Esto implica la utilización de tablas, figuras y fotografías explicativas, dataciones, láminas con especies de radiolarios, entre otros. Todos estos componentes constituyen un material indispensable en la determinación de las conclusiones.

2. Historia geológica de las radiolaritas al noroeste de Costa Rica

En Costa Rica, el estudio de las radiolaritas ha permitido describir este grupo de rocas al noroeste del país tanto en la península de Santa Elena como en la península de Nicoya (figura 2.1).

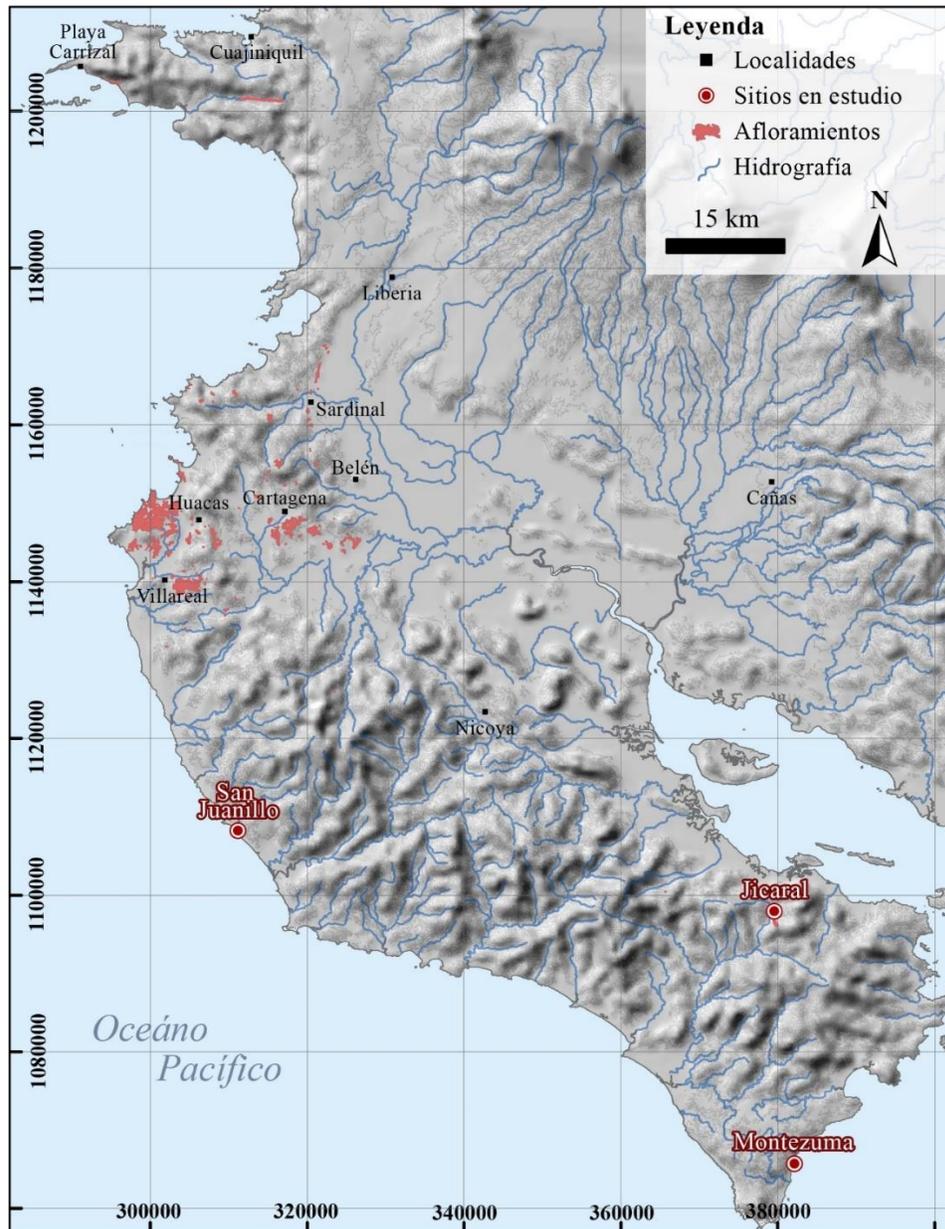


Figura 2.1: Localización de las radiolaritas en el sector norte de Costa Rica, que corresponden con afloramientos de gran extensión de acuerdo con Denyer y Baumgartner (2006). Se puede observar que, en el sector sur de la península de Nicoya, no se han identificado este tipo de radiolaritas rojas, únicamente en el sitio Jicaral en donde lo que se representa en el mapa es un afloramiento de poca extensión descrito dentro de la Facies Radiolaríticas de la Unidad Fila Nubes, compuestos por radiolarita roja con vetas de cuarzo (Cascante, 2000).

En general, en la península de Santa Elena, se han identificado 3 unidades tectónicas. En la parte inferior están los basaltos masivos y en almohadilla de las Islas Murciélagos que no se les ha encontrado una relación estructural con las siguientes dos unidades que la superponen y tampoco se conocen organismos fósiles dentro de este grupo. Continuando con la secuencia, se encuentra lo que se ha definido como el Complejo Acrecional Santa Rosa compuesto por basaltos, radiolaritas, brechas y tobas que, además, representan parte del autóctono relativo sobre el que se encuentran las peridotitas serpentinizadas y diques doleríticos que constituyen la mayor parte del Nappe de Santa Elena. Por último, sobreponiendo a estas unidades, están las peridotitas del complejo ultramáfico de Santa Elena.

De estas tres agrupaciones de roca, es en el Complejo Acrecional Santa Rosa donde se encuentran las rocas compuestas por radiolarios, de interés para la presente investigación. Dicho complejo ha sido descrito por Baumgartner y Denyer (2006) como una pila tectónica de paquetes sedimentarios y volcánicos, estando las rocas más jóvenes hacia el este de la secuencia y en donde los ambientes sedimentarios mostrados en los distintos paquetes estratigráficos van desde oceánicos descritos por radiolaritas con sills de basalto alcalino, hasta material propio de rellenos de trinchera producto de turbiditas del arco y colapso de megabrechas.

Esto permite la descripción de asociaciones de radiolarios que provienen tanto de secuencias estratigráficas individuales, como de clastos y bloques incorporados a *debris flows* y megabrechas.

Por su parte, en la península de Nicoya las radiolaritas se encuentran dentro de la unidad más antigua hasta ahora descrita como el Complejo de Nicoya. Este conjunto de rocas se describe como un fragmento del Plateau del Caribe del Cretácico Superior, compuesto por rocas ígneas en gran parte intrusivas como plagiogranitos, gabros y diabasas de un mismo origen y, además, basaltos con una geoquímica similar. Dentro de estas rocas se encuentran encerrados grandes bloques de radiolarita con mineralizaciones de manganeso, cuya biocronoestratigrafía muestra edades desde el Jurásico hasta el Cretácico y en donde se han identificado bordes de enfriamiento, alteración hidrotermal y lixiviación, que han permitido realizar dataciones que confirman que las rocas ígneas más antiguas datadas hasta ahora son más jóvenes que estas rocas sedimentarias ricas en radiolarios.

Considerando que no se ha llegado a reconocer un basamento anterior con una procedencia del Jurásico y analizando características estructurales, se ha interpretado que las radiolaritas datadas

dentro de este período provienen de una secuencia que, debido a la actividad magmática del Plateau del Caribe, fueron intruidas hasta ser desprendidas de su basamento original.

Por otro lado, se ha descrito otro grupo de radiolaritas enriquecidas en hierro y con edades del Coniaciano al Santoniano, que se han asociado a las últimas fases del Plateau ya que son más jóvenes que la mayoría de los basaltos datados geocronológicamente.

En la figura 2.2 se muestra una síntesis de las distintas edades de radiolarios determinadas tanto para el Complejo Acrecional Santa Rosa, como para el Complejo de Nicoya.

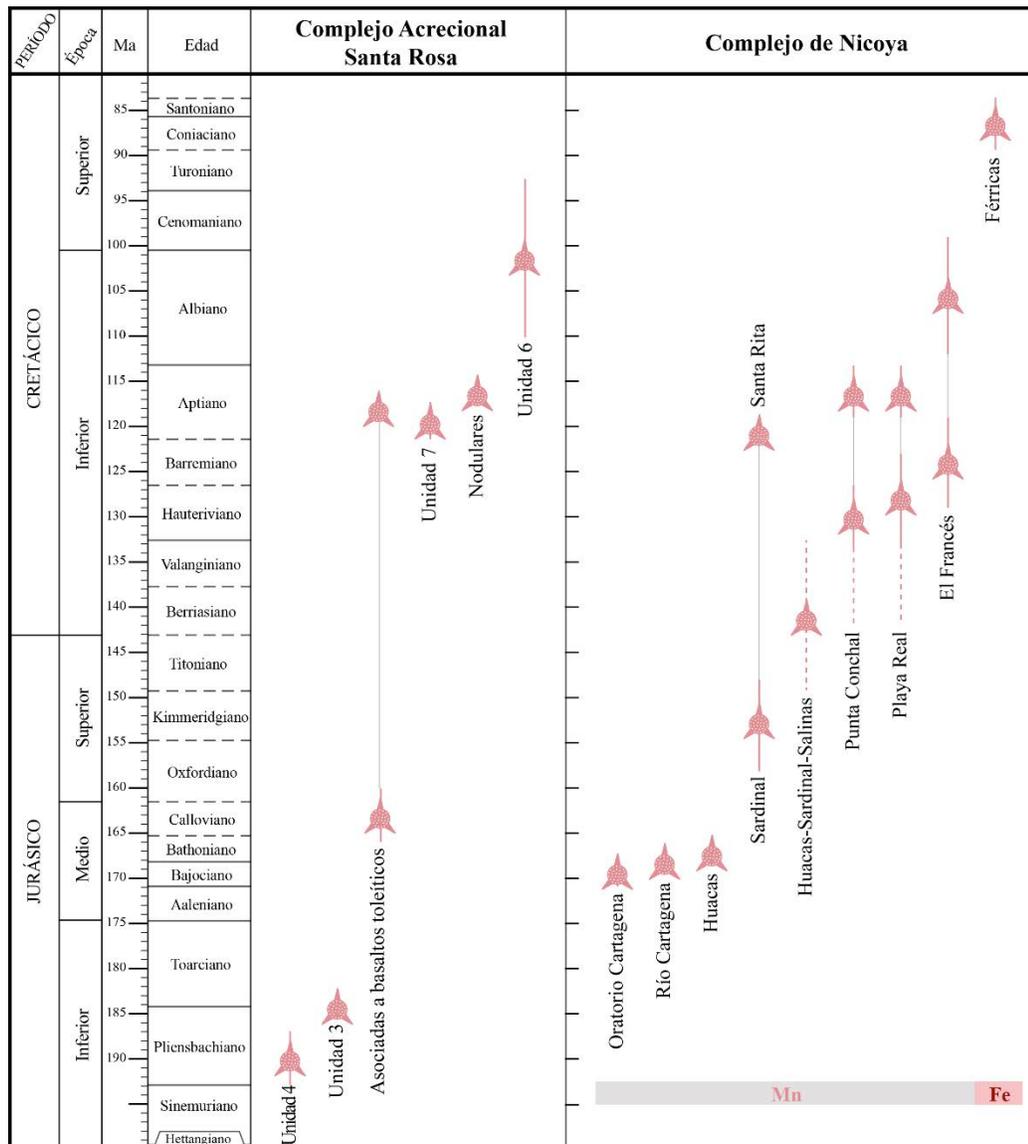


Figura 2.2: Columna biocronológica de las diferentes secciones ubicadas en el Complejo Acrecional Santa Rosa y en el Complejo de Nicoya. Los símbolos rosados de tres puntas representan los radiolarios y su edad estimada, que en algunos casos se incluye una línea del mismo color que representa el rango determinado.

2.1 Radiolaritas en la península de Santa Elena: Complejo Acrecional Santa Rosa

El Complejo Acrecional Santa Rosa, aflora en la denominada ventana tectónica de Potrero Grande y en distintos sitios de la costa sur de la península de Santa Elena, como lo son el sitio Santa Rosa y playa Carrizal (figura 2.3).

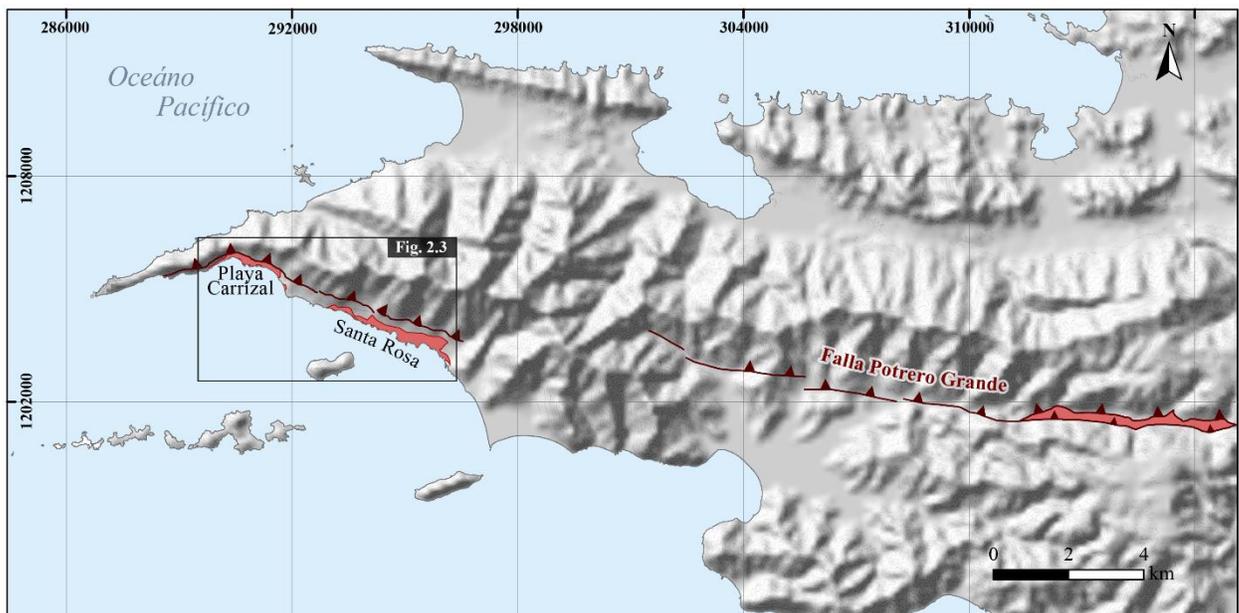


Figura 2.3: Localización de las radiolaritas en el Complejo Acrecional Santa Rosa, con sus respectivas fallas tectónicas. Los sectores delimitados en color rosado corresponden con los afloramientos de radiolaritas en el sitio.

Entre las primeras descripciones más completas de este complejo, se encuentra la realizada por Tournon (1994 y 1984; En Baumgartner y Denyer, 2006), que identifica una secuencia tectonizada y con un aparente plegamiento isoclinal de basaltos en almohadilla, brechas de basaltos, radiolaritas de color rojo a marrón, brechas de basalto-radiolarita, tobas y un gran afloramiento de chert estratificado con intercalaciones de basaltos alcalinos en el sitio Santa Rosa. Tomando en cuenta los contactos de enfriamiento entre las inclusiones de fragmentos de radiolaritas en los sills, concluye que es producto de un ambiente oceánico. Dicho océano se consideraba de una edad desde el Jurásico Medio temprano hasta Cenomaniano, coincidiendo con edades de radiolarios datadas por autores como DeWever et al. (1985). Además, considerando la biocronología de las rocas, este autor sugiere una estructura anticlinal por la ocurrencia de estratos del Jurásico Medio flanqueados por rocas del Cretácico medio.

La denominación formal de esta unidad como Complejo Acrecional Santa Rosa, la realizan Baumgartner y Denyer (2006), estableciendo como localidad tipo el sitio Santa Rosa, al suroeste de la costa de la península de Santa Elena. De forma generalizada indican que se compone de basaltos masivos y en almohadilla, brechas basálticas, radiolaritas, brechas y megabrechas polimícticas, lutitas tobáceas y turbiditas tobáceas, con diques y sills de basalto alcalino. A partir de estructuras tectónicas observadas en el campo, las inconsistencias sedimentológicas y la distribución de las edades, determinan numerosas repeticiones litológicas que anteriormente fueron interpretadas como isoclinales pero concluyen que corresponde con fallamiento paralelo que repite la secuencia del complejo de acreción, constituida por 8 unidades que se separan entre sí por medio de zonas cizallamiento intenso, desde decimétricas hasta métricas.

Cuadro 2.1: Unidades del Complejo Acrecional Santa Rosa, de la base (unidad 1) al techo (unidad 8).

Unidad	Espesor (m)	Características litológicas
1	> 100	Parte inferior conformada por basaltos en almohadilla con algunas brechas basálticas y en la parte superior se encuentran radiolaritas rojas estratificadas muy deformadas.
2	300	Brechas polimícticas poco estratificadas y muy desorganizadas con bloques de radiolarita de hasta 10 metros. En la parte superior presenta brechas de flujos de detritos volcánoclasticos.
3	300	Constituida principalmente por delgadas capas estratificadas de radiolaritas con sills de basalto alcalino que sobreponen una brecha de basalto y lutita tobácea, que incluye un bloque de radiolarita (por posible deslizamiento rotacional).
4	125	Brecha caótica que incluye grandes bloques retrabajados de radiolarita muy deformada (10 x 10 x 20 m)
5	100	Basalto alcalino masivo
6	150	Capas centimétricas de turbiditas volcánoclasticas intercaladas con lutitas síliceas formando una secuencia de engrosamiento ascendente que termina con estratos métricos a decamétricos de flujos de detritos (debris flows), que contienen brechas de basaltos y radiolarita.
7	300	Secuencia de capas estratificadas de radiolaritas que gradúa hacia lutitas tobáceas de color gris con turbidita lodosa en la base. Hacia arriba, se presentan flujos de escombros que se encuentran truncados en la parte superior por una superficie de erosión y cubierta por una megabrecha polimíctica que contiene bloques decamétricos de radiolarita.
8	150	Flujos estratificados de basaltos masivos y en almohadilla.

En el sitio Santa Rosa, Baumgartner y Denyer (2006) logran describir las principales asociaciones litológicas, la sedimentología y la tectonoestratigrafía que componen este complejo de acreción, en el cual, existe una importante presencia de sedimento radiolarítico que ha permitido la interpretación de paleoambientes volcano-sedimentarios (figura 2.4).

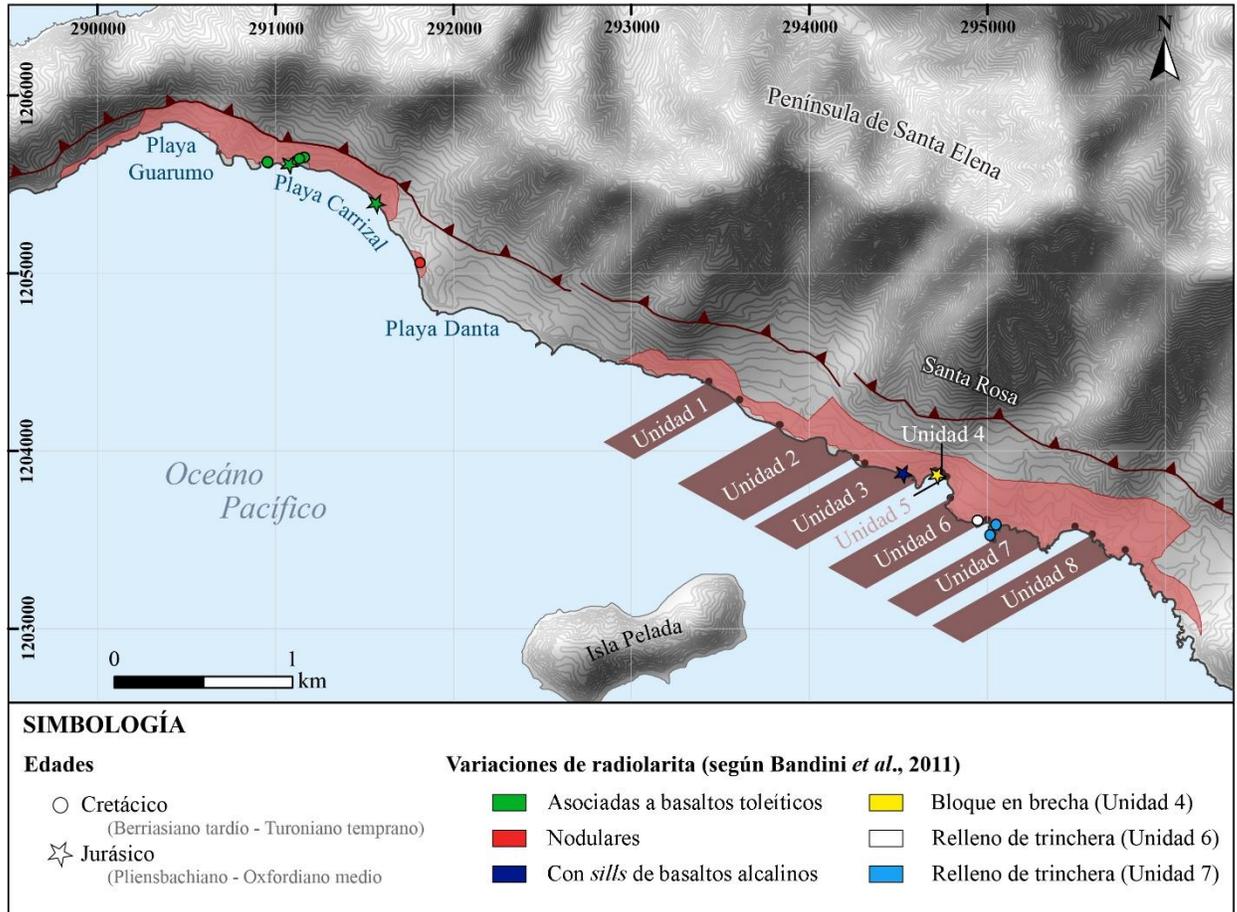


Figura 2.4: Síntesis de los tipos y edades de radiolaritas, determinadas en distintos afloramientos del Complejo Acrecional Santa Rosa. (Basado en Baumgartner y Denyer, 2006 y Bandini *et al.*, 2011). Las edades del Cretácico se representan con círculos mientras que las del Jurásico se identifican con estrellas. Los distintos tipos de radiolarita se representan con color verde las asociadas a basaltos toleíticos, color rojo las nodulares, color azul las radiolaritas que se asocian con sills de basaltos alcalinos y de color blanco y celeste las asociadas a la unidad 6 y unidad 7, respectivamente (Bandini *et al.*, 2011).

La presencia de las rocas ígneas está representada principalmente por basaltos masivos y en almohadilla, brechas basálticas y, además, basaltos en almohadilla y sills de basalto alcalino con contactos de enfriamiento. Estas rocas, que se encuentran dentro de la unidad 1, 5, 8 y en la base de la unidad 3, representan una sucesión de flujos que suelen ser masivos y brechosos. Las brechas basálticas son generalmente desorganizadas y se componen de fragmentos en almohadilla dentro de una matriz cortada por material tobáceo que podría corresponder con hialoclastita. Es posible

que exista una relación genética entre estos flujos de basaltos brechosos y en almohadilla con los sills de basalto alcalino que se mencionan en la unidad 3 ya que se han realizado estudios de los principales elementos en las rocas de esta asociación y se le ha identificado una composición alcalina (Tournon, 1994) y, además, se ha verificado que los sills más gruesos muestran litologías muy parecidas a las descritas para esta asociación. Las brechas de este grupo se diferencian de las presentes en otras asociaciones ya que no se encuentran en capas con gradaciones, no muestran orientación en sus clastos y tienen una composición litológica diferente.

Por otro lado, entre las rocas sedimentarias que caracterizan este complejo, describen las radiolaritas rojas dispuestas en capas estratificadas (*Ribbon-bedded, red radiolarian chert*) que se encuentran en la parte superior de la unidad 3. Esta asociación se ha definido como una sucesión de capas centimétricas y estratificadas de radiolaritas de colores rojos a marrones con marcas de onda (*ripples*) que son producto de actividad actual. Presentan una gran cantidad de sills de basalto alcalino que muestran márgenes fríos y, además, una meteorización amarillo-verdosa en donde las radiolaritas adyacentes a estos se alteran hidrotermalmente a un jaspe de rojo-ladrillo hasta amarillo.

Otra de las asociaciones litológicas que describen Baumgartner y Denyer (2006) corresponde con una gradación de lutitas tobáceas de color rojo, marrón hasta gris oscuro y turbiditas tobáceas lodosas con intercalaciones de capas centimétricas de radiolarita estratificada que se encuentra en la parte inferior tanto de la unidad 6 como de la unidad 7.

La presencia de material sedimentario es también representada por la asociación de lutitas silíceas radiolaríticas de colores rojo y marrón intercaladas con gradaciones de areniscas volcánicas y brechas con clastos reelaborados de chert radiolarítico, basaltos y dolerita, que se han descrito en la parte superior de la unidad 2 y de la unidad 6. Tienen una tendencia a una rápida gradación ascendente de gruesos a finos. Se considera que el espesor de las areniscas y brechas es proporcional al tamaño de los clastos, es decir, las turbiditas arenosas son de unos pocos centímetros mientras que las brechas con fragmentos milimétricos tienen espesores de 15-30 centímetros y las brechas con clastos de gran tamaño inmersos en una matriz polimodal de arena y guijarros llegan a formar capas más gruesas de hasta un metro de espesor. Tomando en cuenta las características de la matriz, la heterogeneidad de los clastos y las variaciones de espesor, las brechas de esta asociación han sido interpretadas como flujos de detritos proximales.

Por último, Baumgartner y Denyer (2006) describen como la asociación más abundante a un conjunto de brechas polimícticas desorganizadas y megabrechas que se encuentran en las unidades 2, 4, 6 y 7. Las brechas están conformadas por clastos de radiolarita desde métricos hasta decamétricos (hasta 30 metros). Dentro de la secuencia, el espesor de las capas es muy variable, llegando a más de 100 metros, por lo que se han descrito tres tipos principales que son las brechas moderadamente organizadas de un decímetro a un metro de espesor, las brechas mal organizadas con deformación de sedimentos blandos y megabrechas completamente desorganizadas que incluyen bloques métricos a decamétricos de basaltos, radiolarita deformada y brechas retrabajadas que se superponen a la asociación de turbiditas y flujos de detritos con una discordancia erosiva.

De acuerdo con las características de las diferentes asociaciones que se identifican dentro de las 8 unidades estratigráficas descritas, los autores Baumgartner y Denyer (2006) logran interpretar paleoambientes volcano-sedimentarios en el Complejo Acrecional de Santa Rosa.

Para la unidad 1 han interpretado una formación en las laderas de un monte submarino (Frish et al, 1992; Tournon, 1994; Hauff, Hoernle y van den Bogaard, 2000; Baumgartner y Denyer, 2006), mientras que en caso de la unidad 2, la interpretan como una sucesión muy cercana a la trinchera que refleja el desgaste masivo del material oceánico acrecionado y de las litologías del relleno de la trinchera. De acuerdo con la asociación de rocas de la unidad 3 sugieren un posible depósito en una llanura abisal del océano profundo localizada cerca de un monte submarino o plateau intraplaca que permite la generación de gran cantidad de sills basálticos y de flujos gravitacionales. Por su parte, la unidad 4, la interpretan como el producto del desgaste masivo en la trinchera y la disposición masiva de la unidad 5, la relacionan con diferentes flujos de basaltos alcalinos. Baumgartner y Denyer (2006) identifican una sedimentación cada vez más proximal en la unidad 6 en donde los flujos de detritos que invaden las capas delgadas de turbiditas, muestran un acercamiento rápido del punto de sedimentación a un sector de trinchera. En la unidad 7, debido a la presencia de rocas volcánicas con sedimentos de aguas profundas, interpretan un emplazamiento gravitacional de sedimentos de ladera que son interpretados como deslizamientos en la pared interna de la trinchera y, por último, la unidad 8 la asocian con flujos de basalto masivos y almohadillados.

Debido al análisis anterior, es que Baumgartner y Denyer (2006) concluyen que este conjunto de sucesiones oceánicas proviene de una sedimentación en una llanura abisal oceánica que se fue

transformando en una trinchera en la que de forma sucesiva se dio el depósito de sedimentos de mayor tamaño y más proximales provenientes de la pared interna de la fosa, que se acrecieron junto con los basaltos.

Otro sitio que forma parte del Complejo Acrecional Santa Rosa es Playa Carrizal en donde, hacia el sector oeste de la misma, se encuentran secuencias que van desde los 50 metros hasta 100 metros de espesor, constituidas por chert radiolarítico con tonalidades rojo-ladrillo, dispuesto tanto en capas paralelas, separadas entre sí por capas de arcilla o lutitas negras, como en forma nodular que sobreponen basaltos en almohadilla (Baumgartner y Denyer, 2006).

Esta estructura nodular puede indicar la presencia de carbonatos que fueron disueltos durante la diagénesis, formando concreciones de sílice o porcelanita previas a la compactación (Bosellini y Winterer, 1975) pero, además, es posible que existan litologías con esta forma libres de carbonatos debido a restricciones tectónicas en un contexto de prisma de acreción poco profundo (Baumgartner, 2013).

Entre las primeras dataciones de radiolarios para sitios de la península de Santa Elena se encuentran las realizadas por Schmidt-Effing (1980) quien atribuyó por primera vez la edad de Albiano tardío a un conjunto del Cretácico Tardío con buena preservación, que pertenece a la ventana tectónica de Potrero Grande. DeWever et al. (1985) por su parte, determinan edades en asociaciones de radiolarios que afloran entre Playa Carrizal y el Sitio Santa Rosa, en donde su datación más antigua corresponde con Jurásico Inferior tardío o Medio temprano en una brecha polimíctica desorganizada en el sitio Santa Rosa. Además, en una muestra de radiolarita homogénea, tomada en la ventana tectónica de Potrero Grande, se identifica la coexistencia de dos formas de *Bernollius* sp. que anteriormente solo se había encontrado en sedimentos pre-Oxfordianos por lo que DeWever et al. (1985) le asignan una edad Jurásico Medio (Bajociano - Calloviano).

Para DeWever et al. (1985) fue posible identificar asociaciones de radiolarios del Cretácico medio en radiolaritas estratificadas en Playa Carrizal y en la ventana tectónica de Potrero Grande, así como también se identificaron en las brechas polimícticas desorganizadas (Tournon, 1994 en Baumgartner et. al, 2008). En la ventana tectónica de Potrero Grande, Schmidt-Effing (1980) data por primera vez un conjunto de radiolarios bien preservados del Cretácico Tardío como Albiano tardío a Cenomaniano temprano.

Posteriormente, Baumgartner y Denyer (2006) tomando en cuenta la caracterización sedimentológica de las de las asociaciones con presencia de radiolaritas y a partir del análisis cronoestratigráfico de dataciones anteriores, hacen una reinterpretación de la biocronología de radiolarios en donde indican que la datación Jurásico Temprano a Medio con edades Pliensbachiano – Aaleniano realizada por DeWever et al. (1985) para su muestra SE85 y que se encuentra dentro de la unidad 4 caracterizada por ser una brecha polimíctica caótica, más que precisar una edad para la unidad, permite identificar que la brecha es más joven que los grandes bloques reelaborados que contiene. De igual forma indican la presencia del Jurásico Medio (Bajociano – Calloviano), Jurásico Tardío a Cretácico Temprano, llegando al Cretácico Temprano hasta el Cretácico Tardío, en donde al conjunto de radiolarios que fueron datados como Albiano tardío - Cenomaniano temprano, le atribuyen únicamente la edad Cenomaniano temprano basada en la sistemática paleontológica de O'Dogherty (1994), tomando en cuenta la co-ocurrencia de *Pseudoaulophaxus sculpus* (= *Alievum superbum* de Schmidt-Effing, 1980) y *Dactylosphaera silviae* (= *Pseudoaulophacus putahensis* de Schmidt-Effing, 1980).

Teniendo en cuenta que los ensamblajes de radiolarios del Aptiano-Albiano tardío a Cenomaniano están presentes en las turbiditas estratificadas y los bloques de brechas, y que no se han encontrado ensamblajes de radiolarios más jóvenes que el Cenomaniano en el Complejo Acrecionario de Santa Rosa, se puede inferir que este intervalo de edades representa la mayor parte del tiempo. Es probable que el tiempo de formación de la sucesión de radiolaritos, así como su reelaboración parcial en las brechas polimícticas, ocurriera poco después en las cercanías de la trinchera (Baumgartner y Denyer, 2006).

Baumgartner y Denyer (2006) consideran que el sitio Santa Rosa representa una secuencia oceánica completa y de gran espesor ya que se encuentra constituido por sedimentos y flujos de basalto con buzamientos generalmente subverticales a simple vista.

La teoría que fue planteada anteriormente, donde se interpretaba un plegamiento isoclinal que era el causante de la continua repetición de la secuencia (Tournon, 1994), no es respaldado por el análisis que realizan Baumgartner y Denyer (2006) ya que encuentran una generalidad en la polaridad de las rocas que permite ver como la parte superior de cada unidad está sistemáticamente dirigida hacia el este por lo que esas repeticiones de las distintas litologías descritas y la similitud entre edades representan un complejo de acreción, que en este caso se ha definido como el

Complejo Acrecional Santa Rosa y que está conformado por paquetes individuales consecuentes separados por superficies de cabalgamiento casi paralelas a las capas de roca (Baumgartner y Denyer, 2006).

Baumgartner y Denyer (2006) estiman que este complejo alcanza más de 25 km de espesor, con base en la orientación relativamente vertical y la continuidad entre la punta de la península de Santa Elena y la ventana tectónica de Potrero Grande pero la unidad separada del sitio Santa Rosa, llega a tener un espesor máximo de 300 metros.

Para Baumgartner y Denyer (2006) las secuencias de roca descritas en la costa sur de la península de Santa Elena se formaron durante un período de tiempo relativamente corto, iniciando en un ambiente oceánico del Aptiano temprano al Cenomaniano que posteriormente pasó a un ambiente de trinchera (Cenomaniano) durante el proceso de subducción.

En general, para la secuencia del Albiano – Cenomaniano, que se le atribuye un origen de subducción/acreción, Baumgartner y Denyer (2006) interpretan tomando como sugerencia los clastos provenientes del arco encontrados al norte de playa Naranjo, que pudo formarse cerca de un arco de islas intraoceánico. Por otro lado, aunque Baumgartner y Denyer (2006) no realizan un análisis detallado de las relaciones estructurales, señalan de forma preliminar que los sills de basalto llegaron a intruir los sedimentos blandos de radiolarita previo al proceso de acreción.

Bandini et al. (2011a) hacen una descripción con nuevos análisis y muestreo, pero con relación a las unidades previamente descritas por Baumgartner y Denyer (2006). Para el sitio Santa Rosa, en la unidad 3 encuentran un chert estratificado de forma paralela entre sills alcalinos de 2 metros de espesor. La unidad 4, la describen como una mezcla caótica de radiolarita y basalto alcalino dentro de una brecha polimíctica de color verdoso que incluye basaltos derivados del arco. En cuanto a la unidad 6, estudian una muestra de la base donde las lutitas silíceas de color rojizo presentan una gradación a turbiditas de grano más grueso y flujos de detritos que contienen brechas angulares de basalto-radiolarita. Por último, a la unidad 7 la describen como una secuencia estratigráfica intacta que evidencia la deriva del sitio de sedimentación desde un paleoambiente pelágico de océano abierto dentro de la trinchera. Además, para el sitio de Carrizal o ventana tectónica de Carrizal, identifican dos secuencias con distintas facies de radiolarita: una secuencia de capas decimétricas de radiolarita asociada con basaltos toleíticos entre playa Guarumo y playa Carrizal y otra de radiolarita nodular que se encuentra hacia el sur, entre playa Carrizal y playa Danta.

A partir de la descripción de las rocas e identificación de radiolarios, Bandini et. al (2011) determinan dos grupos de edades para las radiolaritas asociadas con basaltos toleíticos que se encuentran en la ventana tectónica de Carrizal. Establece Jurásico Medio a Superior (Bathoniano medio a Calloviano medio - Oxfordiano inferior) para bloques entre métricos y decamétricos que están en contacto tectónico o intrusivo con basaltos toleíticos masivos y una edad del Cretácico Inferior (Berrisiano superior – Valanginiano inferior a Albiano superior) para secuencias de radiolaritas que, en algunos sitios, están en contacto sedimentario con flujos subyacentes.

A diferencia de las unidades de Santa Rosa, en los sitios de Carrizal no se encuentran sedimentos detríticos por lo que Bandini et al. (2011a) interpretan esta asociación como un remanente tectonizado de un fondo oceánico del Cretácico Temprano en el que estaban presentes radiolaritas Jurásicas o se emplazaron gravitacionalmente en forma de bloques.

Para las radiolaritas nodulares, Bandini et al. (2011a) encuentran coincidencia con los datos preliminares de De Wever et al. (1985) en donde puede existir una variación de las edades desde el Valanginiano hasta el Aptiano superior. En esta sección, se identifica un horizonte claramente datado como Aptiano medio a partir de radiolarios presentes en un pedernal negro intercalado con lutita negra silícea.

Por otro lado, en esta facies, la aparente juventud en la parte inferior de la secuencia puede interpretarse como una polaridad invertida del bloque o como un efecto de la sección causado por la duplicidad de flancos producto del plegamiento tipo chevron, según Bandini et al. (2011a).

Además, la presencia de capas planares gruesas de chert verde alrededor de lutitas negras y de las capas de radiolaritas onduladas color rojo ladrillo, distingue esta facies de todas las otras localidades.

La secuencia de radiolaritas dispuesta en forma nodular no se ha encontrado en otras unidades oceánicas del norte de Costa Rica ni en el Terreno Oceánico Mesquito (Baumgartner et al., 2008). De acuerdo con Bandini et al. (2011a), esta facies y la lutita negra con presencia de madera, son un indicio de un ambiente con menos profundidad, tratándose casi de un entorno continental o insular para esta secuencia. Por otro lado, no se ha logrado establecer una relación estratigráfica clara entre esta secuencia y los afloramientos adyacentes que corresponden con basaltos muy

alterados. La ubicación de todos estos afloramientos en inmediatamente debajo del contacto tectónico que se encuentra sobrepuesto por la megrabrecha y la serpentinita de Santa Elena.

Propiamente, en el sitio de la ventana tectónica de Santa Rosa para la unidad 3, antes mencionada como una secuencia exclusivamente oceánica constituida por radiolaritas distribuidas en bandas centimétricas con intrusiones de material alcalino que llegan a alcanzar hasta varios metros dispuestos de forma que siguen los planos de estratificación, Baumgartener y Denyer (2006) la establecieron en el Cretácico sin especificar la edad pero las asociaciones de radiolarios estudiados por Bandini et al. (2011a) indican una edad del Jurásico Temprano (Pliensbachiano y Toarciano temprano). Esto hace que toda esta unidad pueda compararse con la unidad 4 ya que en este sitio también se han identificado radiolarios del Jurásico Temprano. De esta forma, ambas unidades representarían restos de un ambiente oceánico más antiguo que el que evidencian las secuencias de radiolaritas del Cretácico.

El bloque retrabajado de la unidad 4, Bandini et al. (2011a) lo describen como un *mélange* que incluye bloques decamétricos de basaltos alcalinos, así como conglomerados verdosos que contienen basaltos alcalinos y una matriz con un posible origen del arco. Dentro de esta unidad, Bandini et al. (2011a) identificó radiolarios del Jurásico Temprano (Pliensbachiano temprano a Pliensbachiano medio) que coinciden con la edad de Jurásico Temprano a Jurásico Medio temprano (Pliensbachiano – Aaleniano) de De Wever (1985; en Bandini et al., 2011a).

La unidad 3 de origen oceánico, la unidad 4 identificada como *mélange* y la unidad 5 compuesta por basaltos alcalinos, constituyen una pila tectónica que contiene basaltos alcalinos y productos de la actividad erosiva, que podrían haber formado parte de un episodio más antiguo que el resto del Complejo Acrecional Santa Rosa (Bandini et al., 2011a).

En cuanto a la unidad 6, Bandini et al. (2011a) hacen un muestreo en la base de la misma donde datan un conjunto de radiolarios del Cretácico Temprano tardío – Cretácico Tardío (Albiano temprano a Turoniano temprano) que representa una sedimentación proximal por lo que Bandini et al. (2011a) lo interpretan como un acercamiento del sitio en el que se depositan los sedimentos hacia el área de la trinchera (Baumgartner y Denyer, 2006; Bandini et al., 2011a), siendo la muestra analizada en Bandini et al. (2011a), el inicio de este descenso en la trinchera.

Por último, en la unidad 7, según Bandini et al. (2011a) los primeros 45 metros de sección de dicha unidad, muestran radiolarios propios de facies pelágicas a hemipelágicas con las primeras turbiditas en la parte superior de la sección. En la base de la unidad, se han identificado edades del Albiano temprano al Albiano medio que datan el inicio de la sedimentación distal y que coincide con la edad establecida para la unidad 6, donde se da un acercamiento rápido del depocentro hacia la trinchera (Bandini et al., 2011a). Por su parte, De Wever et al. (1985) establecieron una edad Cretácico Temprano a Cretácico Tardío temprano (Barremiano – Cenomaniano) para un conjunto de radiolarios en la parte superior de la unidad, con especímenes re TRABAJADOS del Jurásico Superior.

El estudio de Bandini et al. (2011a) establecen nuevas edades que respaldan la estructura general del Complejo Acrecional Santa Rosa que fue descrito por Baumgartner y Denyer (2006). Determinan una edad de Jurásico Inferior para la secuencia de radiolaritas de la unidad 3, que anteriormente había sido considerada como del Cretácico lo que genera una nueva percepción sobre la historia del material acrecionado en donde, considerando que aunque no se haya establecido una edad para los sillalcalinos que invadieron las radiolaritas, se intuye que podrían ser del Jurásico y a su vez, la mayoría de los basaltos alcalinos similares del Complejo Acrecional Santa Rosa con una caracterización geoquímica de OIB (Oceanic Island Basalt por sus siglas en inglés) encontrados en las unidades 3, 4, 5 y hasta probablemente la unidad 8, podrían presentar una edad similar (Bandini et al., 2011a).

Se han planteado dos hipótesis que buscan explicar la presencia de grandes volúmenes de basaltos con dicha tendencia geoquímica IOB de una isla oceánica del Jurásico.

De acuerdo con Baumgartner et al. (2008), la presencia de grandes volúmenes de estos basaltos representa el retrabajo en el Cretácico medio de material proveniente del Jurásico (propio de “Mesquito Composite Terrane”) en donde lo que ahora se conoce como el Complejo Acrecional Santa Rosa, se acumuló y se hizo parte de una barrera conformada por rocas del “Mesquito Composite Terrane” del Jurásico (posiblemente entre el Jurásico - Cretácico Inferior). Durante la acreción del Cretácico medio del Complejo Acrecional Santa Rosa, dicho material se erosionó tectónicamente y se incorporó al prisma de acreción de Santa Rosa proporcionando clastos máficos y bloques de radiolarita del Jurásico (Baumgartner et al., 2008).

Por su parte, Bandini et al. (2011a) proponen que las radiolaritas del Jurásico Inferior, los sills asociados y los basaltos, se originaron en una corteza jurásica correspondiente a un basamento oceánico del cual se conservan remanentes representados por las unidades 3, 4, 5 y probablemente la unidad 8, y que en su momento se llegaron a acrecionar en la corteza de una cuenca del Cretácico Inferior propia de un ambiente intra-oceánico de subducción. Posteriormente, durante el Cretácico Inferior y Cretácico Inferior tardío, fragmentos de esta cuenca intra-oceánica y los remanentes de la corteza jurásica, se fueron acumulando en el margen oeste de América hasta formar lo que hoy se conoce como el Complejo Acrecional Santa Rosa.

En cuanto a la ventana tectónica de Carrizal, Bandini et al. (2011a) hacen una aproximación de la edad de los basaltos de acuerdo a radiolaritas que los superponen y que se han datado como Cretácico Inferior (Valanginiano – Albiano) y la identifican como la unidad tectónica más baja ubicada al oeste del Complejo Acrecional Santa Rosa, cuyos afloramientos corresponden con remanentes de un suelo oceánica del Cretácico en el que se incorporaron bloques o clastos de radiolarita del Jurásico Medio a Superior.

Basándose en estas evidencias, Bandini et al. (2011a) proponen entre escenarios paleotectónicos posibles, una cuenca trasarco del Cretácico Temprano que se expande hacia afuera de una zona de subducción intra-oceánica del Jurásico. En cuanto a las radiolaritas nodulares y las lutitas negras de playa Carrizal, Bandini et al. (2011a) concluyen que provienen de un paleoambiente menos profundo del Cretácico medio, que podría corresponder con una isla oceánica.

Además, considerando la disposición de las secuencias representadas en las unidades 2, 6 y 7, Bandini et al. (2011a) las definen como secuencias estratigráficas intactas que evidencian el acercamiento de un fondo marino del Cretácico desde un paleoambiente pelágico hasta una posición cercana a la trinchera entre, en el período Albiano – Cenomaniano hasta Turoniano.

2.2 Radiolaritas en la península de Nicoya: Complejo de Nicoya

El Complejo de Nicoya se define como una secuencia de afinidad oceánica compuesta en su mayoría por basaltos toleíticos masivos y en almohadillas, diques, brechas y gabros y que a su vez contiene radiolaritas asociadas y pedernales generados por la alteración hidrotermal (Dengo, 1962; Kuijpers, 1980).

En general, se ha determinado que está compuesto principalmente por intrusivos y basaltos con características geoquímicas similares que se han datado con edades aproximadas de 84 a 83 Ma (Santoniano) y 139 a 88 Ma (Berriasiano – Turoniano), respectivamente. En el caso de las radiolaritas, se han logrado diferenciar dos grupos con distintas edades y características en donde a las secuencias de menor tamaño con contenido férrico e intercaladas en los basaltos como lentes, se le ha asignado una edad Coniciano – Santoniano, mientras que, a las radiolaritas que presentan mineralizaciones de manganeso y una disposición masiva, es decir las radiolaritas manganesíferas, se le atribuye una edad mucho más antigua en comparación a las rocas ígneas presentes, abarcando del Bajociano al Albiano, es decir, desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico medio. En la figura 2.5 se muestran los afloramientos más importantes que se han descrito y se puede comparar su ubicación con los sitios estudiados en esta investigación.

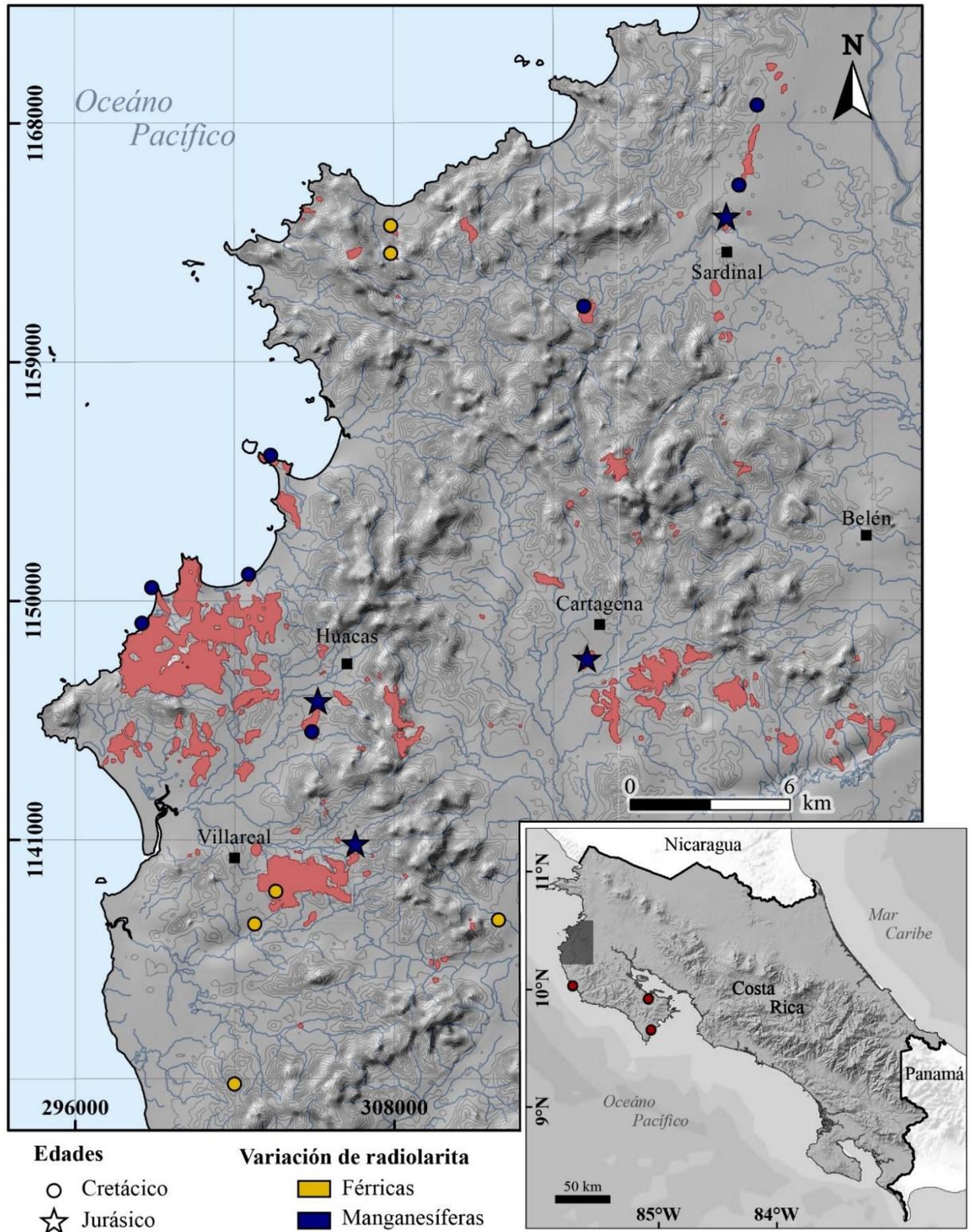


Figura 2.5: Afloramientos de radiolaritas mapeados al norte de la península de Nicoya (basado en Denyer y Baumgartner, 2006 y Denyer et al., 2014). Se identifican de acuerdo con su edad en donde los círculos representan el Cretácico y las estrellas el Jurásico y, además, según su clasificación como Manganésíferas en color azul o férricas en color amarillo.

Las radiolaritas manganésíferas se han caracterizado por sus mineralizaciones de manganeso y por presentarse de forma masiva como un jaspe hidrotermal, formando grandes afloramientos entre Cabo Velas, El Encanto, Punta Salinas, Cartagena y Sardinal (Denyer y Baumgartner, 2006).

Las mineralizaciones de manganeso en las radiolaritas pueden desarrollarse lateralmente a lo largo de grandes afloramientos o por encima de ellos, por lo que puede extenderse por varios sitios y, en algunos casos, esta relación manganeso-jaspe podría no reconocerse a simple vista (Kuijpers y Denyer, 1979).

De acuerdo con Denyer y Baumgartner (2006), los cuerpos de roca individuales llegan a tener espesores de hasta 40 metros y están conformados por capas centimétricas de radiolarita estratificada de color marrón, rojo, verde, blanco, gris y hasta negro, en algunos casos separadas por lutitas de colores generalmente más oscuros. La secuencia de radiolaritas se caracteriza por plegamientos isoclinales tipo chevron y fallas muy intensas que se asocian a una fase de deformación por compresión tectónica y que, además, genera un engrosamiento tectónico que da la impresión de una secuencia de rocas de mayor grosor (Kuijpers, 1980).

En algunos sitios, se encuentran nódulos de manganeso los cuales han sido relacionados tanto con un origen hidrotermal (Kuijpers y Denyer, 1979; Kumar y Kuijpers, 1982), como con un origen sedimentario primario de los nódulos fósiles de manganeso que se movilizaron hidrotermalmente (Denyer y Baumgartner, 2006).

Las radiolaritas manganésíferas se formaron a partir del depósito de radiolarios en el fondo de aguas oxigenadas en el océano Pacífico Ecuatorial y con tasas de sedimentación posiblemente bajas (Gursky, 1984, en Denyer y Baumgartner, 2006).

Denyer y Baumgartner (2006) lograron extraer conjuntos de radiolarios del Jurásico Medio de afloramientos de radiolarita en capas estratificadas y muy deformadas con rumbo noroeste. Anteriormente, a estos conjuntos de radiolarios, Baumgartner (1984) les había asignado una edad del Bathoniano al Calloviano pero actualmente se les asigna una edad entre Bajociano a Bajociano tardío - Bathoniano temprano, de acuerdo con las revisiones más recientes de la biocronología de amonites que fue utilizada como calibración para las zonaciones de radiolarios (Baumgartner et al., 1995; Denyer y Baumgartner, 2006), dando más antigüedad a este conjunto de radiolarios.

Debido a que no se han logrado identificar radiolarios del Jurásico Medio tardío al Jurásico Tardío temprano, propiamente en el intervalo del Bathoniano medio al Oxfordiano temprano, se ha sugerido que existe una brecha estratigráfica en la biocronología de estas radiolaritas manganesíferas ya que la única datación del Jurásico Superior, se realizó en un conjunto de radiolarios ubicados al norte de Sardinal y a los cuáles se les asignó una edad del Oxfordiano temprano al Titoniano (Denyer y Baumgartner, 2006).

De acuerdo con Denyer y Baumgartner (2006), la mayoría de las localidades producen ensambles de radiolarios del Cretácico Temprano que datan del Valanginiano tardío hasta el Aptiano existiendo, además, en todas las asociaciones de radiolarios de estas localidades la presencia de la especie *Pantanellium* spp. que es característica del Cretácico medio y de la que consideran que su abundancia monofilética se debe a su presencia como especie oportunista en una zona ecuatorial de surgencias marinas de agua ascendente fría y rica en nutrientes. También, se han identificado especies características del Albiano.

Anteriormente, se creía que todos los contactos entre radiolaritas y rocas ígneas estaban controlados tectónicamente (Kuijpers, 1980). Por su parte Azéma et al. (1984) creían que la mayoría de los contactos eran tectónicos, pero también consideran relaciones magmáticas entre las rocas ígneas y sedimentarias, reconociendo que, a lo largo de la costa al sur de Punta Gorda, los diques doleríticos invaden radiolaritas de capas delgadas causando una ligera deformación y también, en Huacas identifican radiolaritas similares que se asocian con sills de doleritas con olivino magnésico y doleritas piroxénicas.

Denyer y Baumgartner (2006) realizan la mayoría de las descripciones del Complejo de Nicoya, en afloramientos muy bien preservados a lo largo de la costa y de nuevos caminos en lo interno de la península donde encuentran cuerpos extensos de rocas intrusivas relacionados espacialmente con las radiolaritas del Jurásico al Cretácico Inferior y entre los que consideran difícil establecer las tendencias estructurales debido a la ausencia de basaltos en almohadilla que permita interpretar la disposición entre dichas rocas ígneas y las radiolaritas.

Además, Denyer y Baumgartner (2006) examinan los contactos entre basaltos, gabros y radiolaritas, identificando contactos intrusivos en todas las localidades y en todos los lados de los cuerpos radiolaríticos por lo que interpretan que las radiolaritas son bloques de sedimento

estratigráficamente incoherentes colocados dentro de un tipo de matriz conformada por múltiples intrusiones de diabasa y con diques y sills posteriores, dispuestos de forma transversal.

De acuerdo con los análisis de Denyer y Baumgartner (2006), en las zonas de contacto, los cherts estratificados son parcialmente reabsorbidos, transformados y/o blanqueados hidrotermalmente y los basaltos y diabasas muestran márgenes fríos en contacto con el sedimento existiendo, además, una intensa lixiviación hidrotermal de radiolaritas ricas en Mn que generó mineralizaciones de Mn y cuerpos de jaspe que se concentran a lo largo de los contactos entre las rocas ígneas y sedimentarias.

Se ha encontrado que las radiolaritas presentan una deformación intensa de sedimentos blandos, que dificulta la interpretación de los afloramientos con claridad.

En algunos sitios, de acuerdo con Denyer y Baumgartner (2006) se observa una deformación desarmónica de sedimentos blandos que podría estar relacionada con las intrusiones de sills observadas en las rocas sedimentarias. Anteriormente, este estilo de deformación desordenada fue descrita e interpretada como parte de un conjunto de sedimentos que tuvieron un movimiento en masa sobre una pendiente submarina (Gursky, 1988).

Denyer y Baumgartner (2006) encontraron sitios en donde las radiolaritas presentan gran cantidad de fracturas y lo atribuyen a fracturas previas a las intrusiones de basaltos.

A su vez, se han identificado contactos de enfriamiento de rocas ígneas con las superficies de ruptura en donde se generan fallas que afectan directamente las rocas sedimentarias. En la parte interna de estos cuerpos de radiolarita, lejos de los contactos de enfriamiento, se describen pliegues armónicos tipo chevron que podrían ser producto del cizallamiento dentro del material magmático debido al enfriamiento rápido o al emplazamiento de intrusivos viscosos en el material magmático preexistente (Denyer y Baumgartner, 2006).

De acuerdo con el análisis tectónico del Complejo de Nicoya realizado por Kuijpers (1980), estas rocas se encuentran intensamente tectonizadas debido a una deformación tectónica multifacética. La fase tectónica I, la describe como un proceso de intensa compresión tectónica que dio origen a pliegues isoclinales con amplitudes de decenas de metros y los cuales, debido a su naturaleza estratificada, son evidentes en las partes más gruesas de la secuencia de radiolarita, pero, además de estos grandes isoclinales, pueden encontrarse conjuntos complejos de pequeños pliegues

isoclinales y del tipo chevron que a pequeña escala tienen poca continuidad en dirección vertical, como por ejemplo los identificados a lo largo de los planos de contacto entre el basalto y la radiolarita que demuestran que el basalto participó activamente en el plegamiento.

En cuanto a la fase tectónica II, Kuijpers (1980), indica que se presentan planos secundarios de foliación generados por cizallamiento a lo largo de los planos de deslizamiento producidos por la flexión de los pliegues y que no muestran relación con los planos primarios de los estratos de radiolarita, pero sobre los cuales se superpone esta deformación de la segunda fase, dejando solo estructuras fantasmas de la estratificación inicial.

Por último, Kuijpers (1980) caracteriza la fase tectónica III por un fallamiento normal que afecta a todas las rocas que fueron plegadas en las fases anteriores, existiendo gran cantidad de fallas con un espaciamiento menor a 1 metro, que hace que sea posible observar una mezcla de bloques de radiolarita en el basalto.

Denyer y Baumgartner (2006) indican que no se ha observado un metamorfismo de alta temperatura que hiciera posible el desarrollo de las fases descritas anteriormente, ya que las radiolaritas alcanzan condiciones termometamórficas y es probable que, al estar en contacto con las rocas intrusivas, se hayan calentado a más de 500 °C (Gursky y Gursky, 1989).

En general, la interpretación de las rocas del Complejo de Nicoya se ha dificultado debido a la gran deformación frágil luego de la actividad magmática y a que, entre las radiolaritas y los basaltos, existen contactos agudos identificados como superficies planas de cizallamiento que pueden ser lustrosas o estriadas y con presencia de vetas. A pesar de esto, Denyer y Baumgartner (2006) plantean una sucesión de eventos que ocurrieron desde el Jurásico Medio hasta el Paleoceno y que, según los autores, han constituido la historia geológica para la península de Nicoya.

De acuerdo con lo analizado anteriormente sobre las radiolaritas manganesíferas, Denyer y Baumgartner (2006) determinan que se formaron en una corteza oceánica anterior y desconocida, proveniente del Jurásico Inferior – Jurásico Medio, pero no existe una evidencia clara ya que no se han identificado dentro de la península de Nicoya, basamento ígneo jurásico ni con características geoquímicas de una corteza oceánica típica (Madrigal et al., 2016). Este basamento oceánico al que pertenecen pudo ser similar y haber pertenecido a la placa Fallaron, formándose probablemente en el oeste del Pacífico, en el lado este de la cordillera separando la placa del

Pacífico y la placa Farallón. La ausencia de edades radiolaríticas entre el Bathoniano tardío y el Oxfordiano temprano, e incluso del Kimmeridgiano, genera una brecha estratigráfica que, aunque la duración puede variar de un lado a otro, podría representar una característica común del Pacífico de baja latitud. Se ha considerado que esta brecha puede deberse a un muestreo incompleto que ha dejado por fuera un conjunto de sedimentos que por alguna razón se separaron de la secuencia, pero es poco probable ya que se han realizado campañas extensas de recolección de muestras durante muchos años (Denyer y Baumgartner, 2006).

A partir de esta hipótesis, de una corteza oceánica desconocida con una edad pre-berriasiana, Denyer y Baumgartner (2006) proponen que los basaltos se emplazan por primera vez sobre dicha corteza a partir de las primeras manifestaciones magmáticas del Evento del Plateau del Caribe, en el Berriasiano-Valanginiano, generando intrusiones y sills que invaden la corteza oceánica desconocida y las radiolaritas manganesíferas del basamento anterior y dentro de una actividad discontinua que toma fuerza durante el Turoniano-Coniaciano, que es el período que representa la etapa principal del plateau dentro de la península de Nicoya, lo cual se confirma por la poca sedimentación de radiolarios en el Aptiano, que cesa definitivamente en el Albiano. La presencia de diques abrió paso a una circulación térmica que provocó lixiviaciones de manganeso y óxido de silicio de las radiolaritas y esto formó mineralizaciones masivas de manganeso y depósitos de jaspe a lo largo de las fracturas recién formadas y en los contactos ígneo-sedimentarios (Denyer y Baumgartner, 2006).

Debido a esta interacción ígneo-sedimentaria, en donde gran parte del agua intersticial del barro radiolarítico pudo quedar atrapada y sellada por las rocas ígneas, es que fue posible que los radiolarios que no estaban en contacto directo con el material ígneo, pudieran tener una mayor compactación y metamorfismo luego de pasar por un proceso de deformación de sedimentos blandos, acompañado de una diagénesis de sílice acelerada y de hidrofracturación que separó los sedimentos del sustrato rocoso original, convirtiendo el depósito de radiolaritas en paquetes flotantes con respecto a las rocas ígneas (Denyer y Baumgartner, 2006). Por lo tanto, debido a este efecto de “flotación magmática”, es que Denyer y Baumgartner (2006) determinan que el emplazamiento final de las radiolaritas del Complejo de Nicoya no fue tectónico sino una consecuencia del Plateau del Caribe que produjo grandes cambios en una corteza oceánica desconocida de edad Jurásica.

Por su parte, las radiolaritas férricas de edad Coniaciano - Santoniano, se depositaron en la parte superior del Plateau del Caribe. De acuerdo con Denyer y Baumgartner (2006), el escape de las aguas hidrotermales ricas en hierro hacia el océano en zonas cercanas al área de actividad, junto con la sedimentación de hidróxido de hierro diluido que se encontraba suspendido en el agua, pudieron acompañar la acumulación pelágica de los radiolarios, que contribuyó en la formación de estos depósitos silíceos enriquecidos en hierro.

De acuerdo Denyer y Baumgartner (2006), los contactos de enfriamiento en los basaltos, la alteración hidrotermal y la lixiviación de los sedimentos en los contactos con las rocas ígneas, respaldan los datos radioisotópicos de Ar^{39}/Ar^{40} que datan el Cretácico y la edad Jurásico – Cretácico Inferior de las radiolaritas manganesíferas que plantean un modelo en el que un conjunto de sedimentos consolidados como cherts, se rompen y separan de su basamento original a partir de múltiples intrusiones en el proceso de formación del basamento de Nicoya, quedando envueltos dentro de una “matriz” magmática más joven.

Denyer y Baumgartner (2006) proponen que el basamento magmático del Jurásico Inferior podría estar por debajo de la superficie a una profundidad de un kilómetro del material magmático generado en el Plateau del Caribe, el cual desprendió parte de las radiolaritas, propias de la corteza oceánica anterior, que actualmente se encuentran dentro del Complejo de Nicoya. Además, consideran que es posible que, aunque sea raro al norte de la península de Nicoya, se conserven bloques exóticos de este basamento anterior subyacente a las radiolaritas que fueron desplazadas, como fragmentos dentro del Plateau magmático.

El análisis de las radiolaritas manganesíferas, a partir de la identificación de bloques individuales, ha permitido hacer una reconstrucción en la que existe una brecha estratigráfica que va del Bathoniano medio hasta el Oxfordiano inferior aproximadamente (Denyer y Baumgartner, 2006). Este rango de tiempo sin evidencia de radiolarios, coincide con las tasas de expansión indicadas por Bartolini y Larson (2001) para la descripción de la historia tectónica de la formación de la Placa del Pacífico y la separación de Pangea, en donde para el período que oscila entre el Aleniano y el Bathoniano, proponen un pulso de magmatismo en diferentes secciones oceánicas del Pacífico, por lo que esta brecha del Jurásico Medio tardío que encontramos en las radiolaritas, se puede relacionar con este evento.

Según lo considerado por Denyer y Baumgartner (2006) la deformación de las radiolaritas como sedimentos blandos tuvo relación con las primeras fases de intrusión y formación del Plateau, mientras que el intenso fallamiento frágil pudo haber ocurrido durante las últimas etapas de la formación del Plateau o durante un evento de colisión en el Campaniano tardío.

Se ha considerado que el levantamiento tanto de la península de Santa Elena como de la península de Nicoya y la gran deformación presente en ambas es producto de un evento compresivo del Santoniano, posterior al evento principal del Plateau del Caribe (Denyer y Baumgartner, 2006).

La relación de las rocas del Complejo de Nicoya con el Complejo Acrecionario de Santa Rosa no se ha logrado establecer ya que ni las características sedimentarias descritas en los distintos paleoambientes, ni la caracterización de las rocas ígneas, permite crear una correlación clara entre ambos conjuntos oceánicos, a pesar de su cercanía.

Para Baumgartner y Denyer (2006), los clastos y bloques de radiolarita en el Complejo Acrecional Santa Rosa, identificado como material re TRABAJADO del Jurásico y Neocomiano, presenta edades similares a las encontradas en los bloques de Complejo de Nicoya, lo cual podría ser un indicativo de que ambos complejos tienen un origen similar del Jurásico – Cretácico Inferior. Por lo tanto, el material radiolarítico del Jurásico pudo depositarse en la parte superior del prisma o podría corresponder con restos de un basamento oceánico anterior que se encuentra por debajo del material ígneo del Cretácico que predomina dentro de las rocas acrecionadas (Baumgartner y Denyer, 2006).

En la presente investigación, a partir del trabajo de campo, se identificaron afloramientos de radiolarita poco comunes y de menor tamaño, que no se han descrito anteriormente en trabajos desarrollados en el país, en los cuales se ha identificado que los principales afloramientos de radiolaritas se encuentran en el suroeste de península de Santa Elena y al noroeste de la península de Nicoya y se caracterizan por presentar grandes dimensiones.

3. Caracterización de los sitios en estudio

3.1 San Juanillo

Esta sección se encuentra entre los puntos 309478E/1109317N a las coordenadas 309344E/1109243N con dirección suroeste (figura 3.1; del punto B hasta A, como se muestra en figura 3.1 B-C) sobre la plataforma costera de la localidad conocida como playa San Juanillo, ubicada en la costa oeste de la península de Nicoya, propiamente en el distrito de Cuajiniquil, en el cantón de Santa Cruz, Guanacaste.

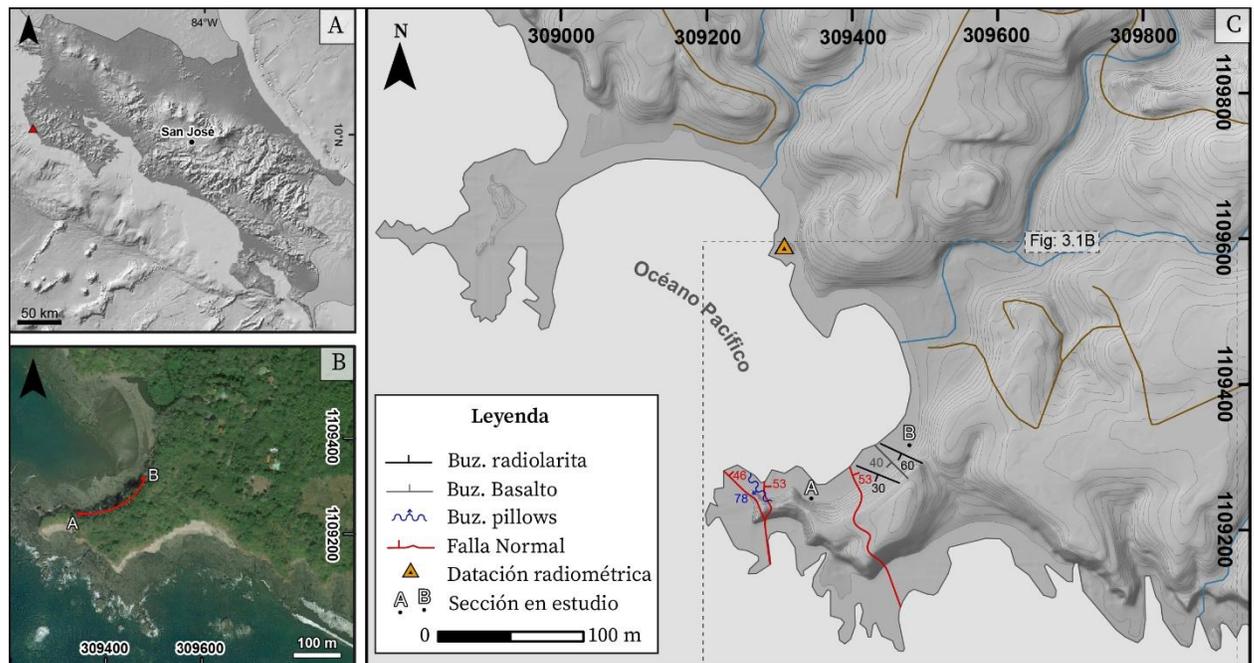


Figura 3.1: Ubicación de la sección del sitio San Juanillo.

Se identifica una sección de aproximadamente 102 metros, constituida por basaltos del Complejo de Nicoya, con capas centimétricas de radiolaritas intrabasálticas basculadas hacia el SW con un ángulo promedio de 50°. En el sitio se observan algunas estructuras como fallas y basaltos en almohadilla (pillows) con alto grado de inclinación (73°) y en algunos casos desplazadas. El buzamiento de las fallas sugiere un fallamiento normal según el modelo de Anderson (1951) para la interpretación de fallas; sin embargo, en el campo se identifica una estría oblicua con un rake de 46° con componente normal según las fracturas riedel y con separación de la radiolarita. Esto genera dos escenarios: A) fallas originalmente normales que posteriormente se reactivaron como oblicuas, o B) fallas originalmente de rumbo y subverticales que se bascularon con la secuencia y se reactivaron como fallas oblicuas. En el campo se hace el levantamiento de la sección que se muestra en la figura 3.2.

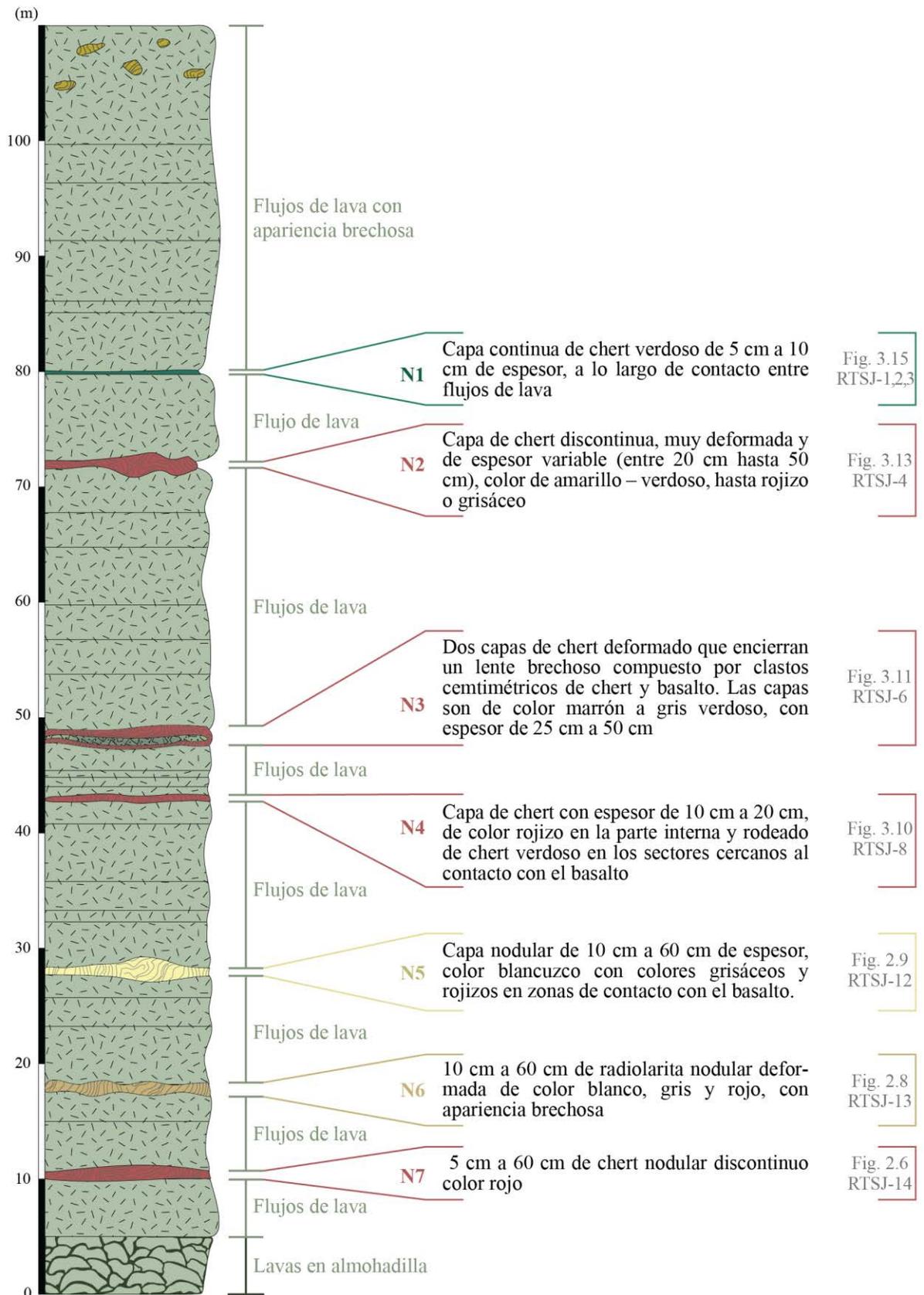


Figura 3.2: Columna estratigráfica de la sección San Juanillo constituida por flujos de lava basáltica y niveles de radiolarita identificados en el campo.

Los basaltos están dispuestos principalmente como capas de lavas brechificadas pero, además, se pueden encontrar de forma masiva o como basaltos en almohadilla de color gris verdoso a café oscuro, dentro de los cuales se encuentran los estratos de chert irregulares-ondulados con variedad de tonalidades que van desde rojo hasta gris y disposición nodular. En el campo se identifican fracturas que en algunos casos coinciden con el contacto superior de la radiolarita y forman una superficie de debilidad que se ramifica y llega a afectar localmente a las rocas, Además, se encuentran fracturas que están completamente dentro del basalto y presentan ramificaciones similares hacia arriba del buzamiento. Las fracturas son subparalelas a la orientación de la radiolarita.

En esta sección, se identifican 7 niveles de radiolaritas que son muestreados para el análisis de radiolarios. La exposición continua de la columna en el campo, permite identificarla con facilidad como se muestra en la figura 3.3.

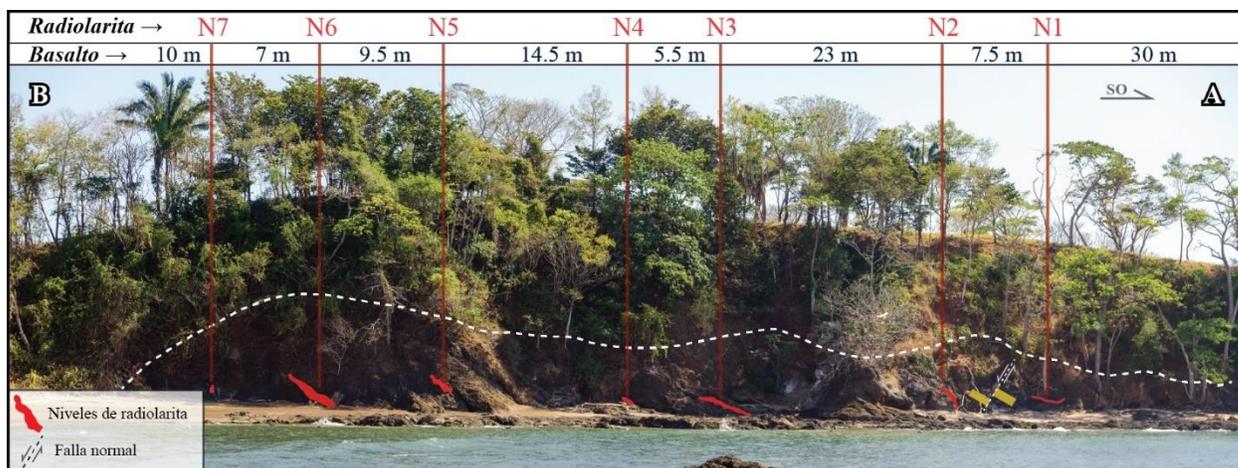


Figura 3.3: Esquema representativo del afloramiento descrito en el Sitio San Juanillo (Fotografía por Valentín Chesnel).

Descripción del sitio

A continuación, se presenta la descripción de la columna por medio de una tabla en la que se incluye la descripción y fotografía de la mayoría de las capas. Se inicia por la base y finaliza con el techo de la sección (tabla 3.1).

Cuadro 3.1: Descripción de la sección estratigráfica del sitio San Juanillo (fotos por Valentín Chesnel).

Descripción	Fotografía
<p>Base de la sección estudiada, constituida por 5 m de lava en almohadillas, deformadas, con dimensiones de 20 hasta 50 centímetros en promedio y separadas por hialoclastita con espesor milimétrico y centimétrico.</p>	 <p>Figura 3.4: Lavas en almohadilla.</p>
<p>Flujos de lava basáltica con un espesor total de 510 m.</p>	 <p>Figura 3.5: Flujos de lava.</p>

Descripción	Fotografía
-------------	------------

Nivel 7: 5 cm a 60 cm de chert nodular discontinuo color rojo.

De acuerdo al orden de la sección, este nivel de radiolarita correspondería con el más antiguo de la columna.



Figura 3.6: Nivel 7 de chert rojizo, correspondiente a la muestra RTSJ 14.

Dos flujos de lava basáltica con un espesor total de 7 m.



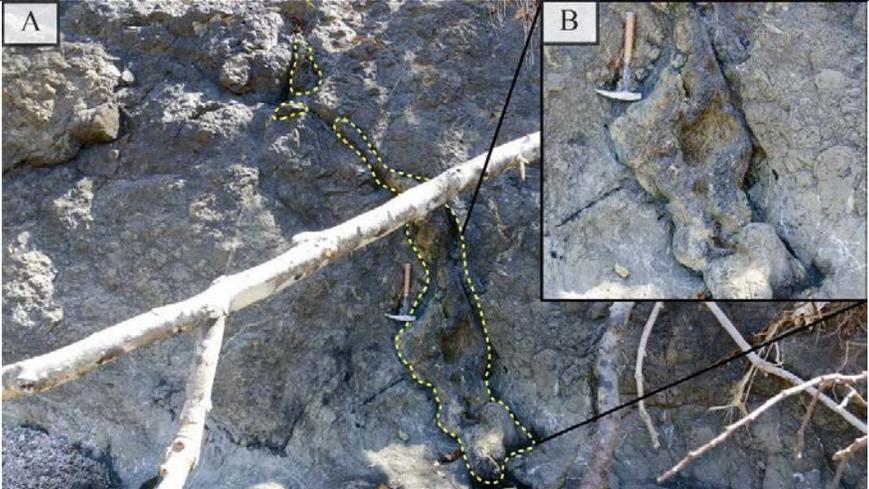
Figura 3.7: Flujos de lava

Descripción	Fotografía
<p>Nivel 6 de radiolarita: 10 cm a 60 cm de radiolarita nodular deformada de color blanco, gris y rojo, con apariencia brechosa.</p>	
<p>Figura 3.8: Nivel 6 de chert con apariencia brechosa, muestra RTSJ-13</p>	
<p>Tres flujos de lava basáltica con un espesor total de 9,5 m.</p>	<p>Sin fotografía</p>
<p>Nivel 5: Capa nodular de 10 cm a 60 cm de espesor, color blancuzco que presenta colores grisáceos y rojizos en las zonas de contacto con el basalto.</p> <p>Para este nivel se toman las muestras RTSJ-12, RTSJ-9, RTSJ-10 Y RTSJ-11.</p>	
<p>Figura 3.9: Nivel 5 de chert blancuzco, propiamente de la muestra RTSJ-12.</p>	
<p>Cinco flujos de lava basáltica con un espesor total de 14,5 m.</p>	<p>Sin fotografía.</p>

Descripción	Fotografía
<p>Nivel 4: Capa de chert de 10 cm a 20 cm de espesor, de color rojizo en la parte interna y rodeado de chert verdoso en los sectores cercanos al contacto con el basalto.</p>	 <p>Figura 3.10: Nivel 4 de chert, deformado color rojizo a verdoso muestra RTSJ-8.</p>
<p>Cuatro flujos de lava basáltica de 60 cm hasta 3 m de espesor, con un espesor total de 5,5 m.</p>	<p>Sin fotografía</p>

Descripción	Fotografía
<p>Nivel 3: Compuesto por dos capas de chert deformado que encierran un lente brechoso compuesto por clastos centimétricos de chert y basalto. Las capas son de color marrón a gris verdoso, con espesor de 25 cm a 50 cm (figura 3.11A-B).</p> <p>Los lentes de brecha encerrados se muestran en la figura 3.11B-C</p> <p>Para este nivel se toman las muestras RTSJ-6 y RTSJ-7.</p>	

Figura 3.11: A. Nivel 3 de chert deformado color rojizo a verdoso, muestra RTSJ-6; B. y C. Lentes de brecha.

Descripción	Fotografía
<p>Seis flujos de lava basáltica con un espesor total de 23 m.</p>	 <p>Figura 3.12: Flujos de lava.</p>
<p>Nivel 2: Capa de chert discontinua, muy deformada y de espesor variable (entre 20 cm hasta 50 cm), color de amarillo – verdoso, hasta rojizo o grisáceo (figura 3.13).</p> <p>Muestra RTSJ-4 y punto RTSJ-5</p>	 <p>Figura 3.13: A. Nivel 2 de chert discontinuo y deformado color rojizo a grisáceo; B. Detalle de los bordes verdosos en contacto con los basaltos.</p>
<p>7,5 m de flujo de lava basáltica que contiene sedimentos verdosos con espesores de 30 cm hasta 2, y se relacionan con el nivel 1. Se logra identificar una falla normal (figura 3.14), con un desplazamiento de aproximadamente 1,22 m generando una zona de falla de 19 cm de espesor, con una orientación de 290°/60°.</p>	 <p>Figura 3.14: A. Falla con separación normal dentro de flujo de lava basáltica; B. Zona de falla con espesor aproximado de 19 cm.</p>

Descripción	Fotografía
<p>Nivel 1: Capa continua de chert verdoso de 5 cm a 10 cm de espesor, a lo largo de contacto entre flujos de lava (figura 3.15).</p>	 <p>Figura 3.15: Nivel 1 de chert irregular verdoso en contacto de flujos de lava, muestras RTSJ-1, RTSJ-2 y RTSJ-3.</p>
<p>Última unidad de la secuencia, que constituye la parte superior de la sección y está formada por 30 m de basaltos conformados por flujos de lava de 1 m a 5 m de espesor, con apariencia brechosa en la parte superior que muestra bloques de 20 cm a 1 m de jaspe amarillo verdoso producto de alteración hidrotermal.</p>	 <p>Figura 3.16: Flujos de lava con apariencia brechosa en la parte superior de la columna.</p>

La posible tendencia a la formación de fracturas justo en la superficie de contacto entre el basalto y la radiolarita sugiere que las fallas son normales y se formaron posterior al basculamiento de la sección y aprovecharon estas zonas de debilidad preexistentes para propagarse. Las fallas que cortan transversalmente la secuencia (las que no utilizaron planos de debilidad preexistentes) sugieren una extensión local en dirección E-NE.

Asociación del sitio con la geología del área

Las rocas de este sitio se asocian directamente con las rocas de afinidad oceánica del Complejo de Nicoya, propiamente con los basaltos que conforman el basamento de la península. Estos basaltos se caracterizan por presentarse tanto en forma de flujos de basaltos masivos con fracturas y vetillas silíceas o de zeolitas, como en forma de lavas en almohadilla con corteza de hialoclastita fracturada debido al enfriamiento (Denyer et al., 2014; Dengo, 1962).

La edad de estos basaltos, se ha determinado a partir de dataciones radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que han establecido tres edades distintas: 139-133 Ma (Berriasiano – Hauteriviano), 119-111 Ma (Aptiano – Albiano) (Hornle et al., 2004) y 95-88 Ma (Cenomaniano – Turoniano) (Hauff et al., 2000; Sinton et al., 1997).

Originalmente, se consideró que tenían una relación directa con la Gran Provincia Ígnea del Caribe del Cretácico Superior (CLIP, por sus siglas en inglés) (Dengo, 1962, Kuijpers, 1980; Sinton et al., 1997; Hauff et al. 1997; Denyer y Baumgartner, 2006; Denyer et al., 2014). Madrigal et al. (2016) determinan, a partir de análisis petrológicos y geoquímica, una interacción entre pulsos de plumas del manto y dorsales oceánicas que abre paso a la formación de diferentes terrenos geológicos, entre los cuales oscila un período de 10-20 Ma para la generación de flujos masivos que se preservan hoy en día con una geoquímica distinta a la del CLIP. Estos conjuntos de rocas ígneas establecen tres eventos principales: Nicoya I de ~140 Ma, Nicoya II de ~120 Ma y Nicoya III de ~90 Ma (Madrigal et al., 2016; Hornle et al., 2004).

A partir de análisis paleomagnéticos, Boschman et al. (2019), determina una edad de 119.4 ± 1.1 Ma para basaltos que se encuentran por debajo de la sección descrita.

3.2 Jicaral

Este sitio se localiza en las coordenadas 379641E/1096737N del sistema de coordenadas CRTM05, en las cercanías de Jicaral ubicado en el distrito de Lepanto, cantón y provincia Puntarenas (figura 3.17).

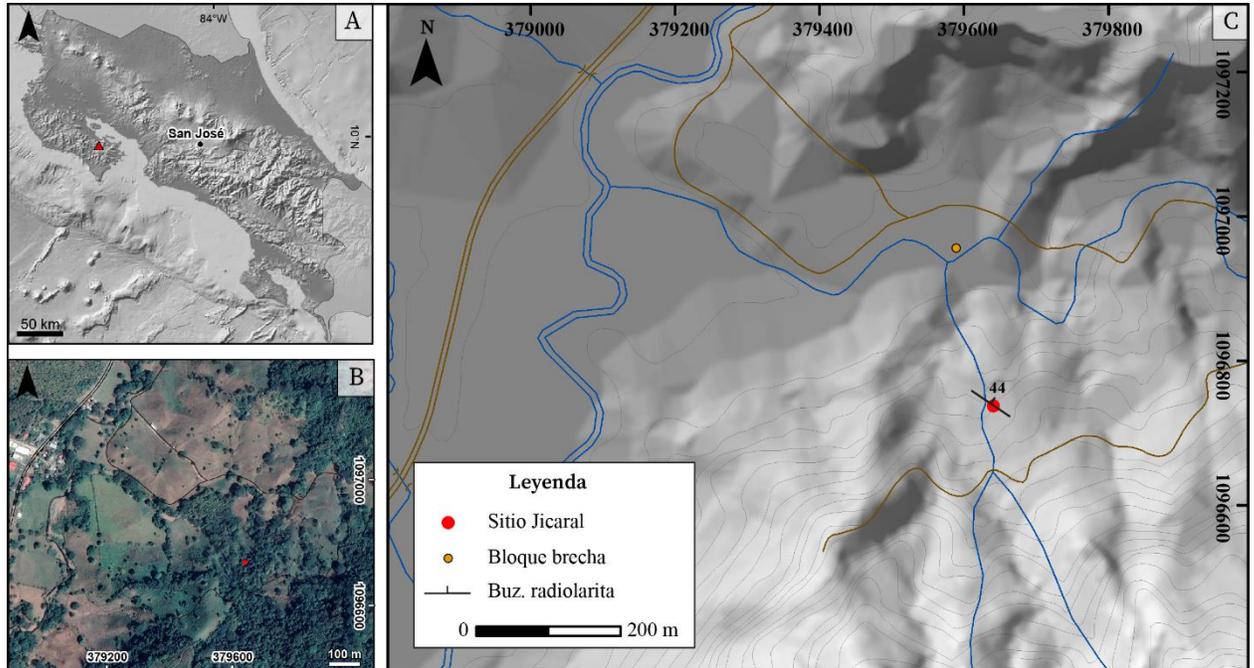


Figura 3.17: Ubicación de la sección correspondiente al sitio Jicaral.

En la base de la sección, se identifica una sucesión de estratos compuestos por sedimentos silíceos finos y estratificados, con dimensiones entre decimétricas y centimétricas entre los que se logran diferenciar lutitas grisáceas, lutitas bituminosas y lutitas rojizas que, por su color y posible contenido de radiolarios, se consideran como radiolaritas. Para el estudio de radiolarios, se toman muestras de roca en diferentes estratos de esta sección.

Sobreponiendo esta sección, se encuentra una pared de aproximadamente 30 metros de altura compuesta por una brecha con matriz radiolarítica que envuelve clastos de composición basáltica. Los componentes de la brecha presentan distintos tamaños a nivel centimétrico provocando así, una mala selección de la roca. Además, el grado de redondez de los clastos va desde anguloso hasta redondeado, sin una alineación preferencial y, en su mayoría, sin tener contacto entre sí por lo que constituyen una brecha que es soportada por la matriz. Dentro de la matriz de la brecha se identifican laminaciones delgadas de color blanco que pueden corresponder con niveles cloritizados y, además, la roca se encuentra afectada por una gran cantidad de vetas que se interconectan entre los clastos y la matriz de la roca.

A diferencia de San Juanillo y Montezuma, este sitio constituye una sección sedimentaria que no se encuentra aflorando cerca de la costa, sino que se ubica en la parte central de la península formando una quebrada intermitente con una altura de aproximadamente 20 m. Debido a las características del afloramiento, se realiza una columna representativa de las rocas presentes y la disposición que se logra observar en el campo (figura 3.18).

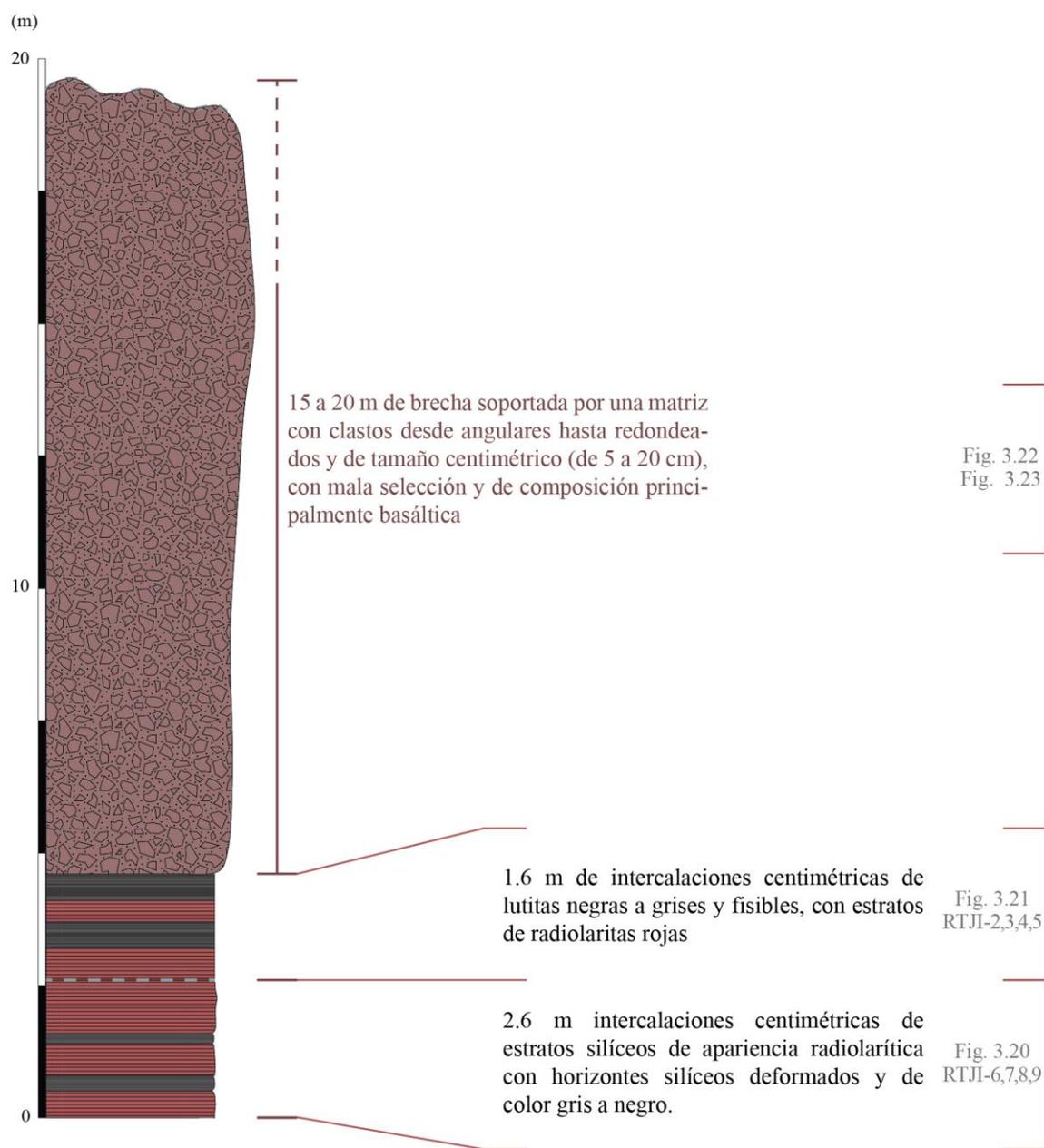


Figura 3.18: Columna estratigráfica de la sección Jicaral. Se detallan los niveles de radiolarita identificados.

En la figura 3.19 se puede observar la disposición general de la sección en la que se encuentran las intercalaciones de rocas silíceas silíceas deformadas en la base y por encima, una brecha de grandes dimensiones.

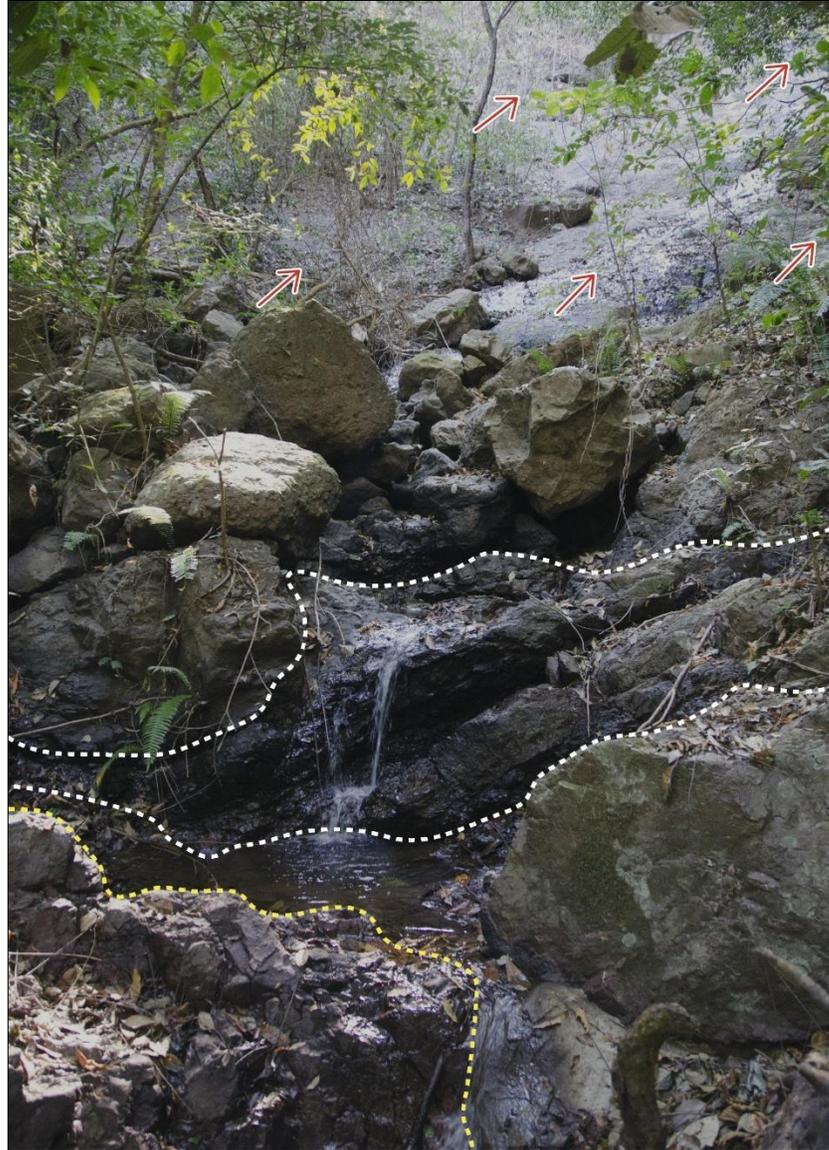


Figura 3.19: Disposición de la sección identificada en Jicaral. Líneas punteadas destacan las intercalaciones centimétricas de lutita y radiolarita que conforman la base; color amarillo: muestras RTJI-6 a RTJI-10, color blanco: muestras RTJI-2 a RTJI-5. Las flechas rojas indican la ubicación de la brecha.

Descripción del sitio

La descripción de las rocas se presenta a continuación, a partir de una tabla que detalla la sección identificada de la base al techo (tabla 3.2).

Cuadro 3.2: Descripción de la sección estratigráfica del sitio Jicaral (fotos por Valentín Chesnel).

Descripción	Fotografía
<p>La base de esta sección está compuesta por intercalaciones de lutitas silíceas de color grisáceo y chert rojizo, abarcando un total de 4.2 m de espesor aproximadamente.</p> <p>En la parte inferior se encuentran estratos silíceos, de apariencia radiolarítica de mayor espesor (de 50 cm hasta un metro), intercalados con horizontes silíceos deformados y de color gris a negro de 20 a 30 cm (Figura 3.20A-E).</p> <p>Continuando hacia arriba, se encuentran intercalaciones centimétricas de lutitas negras a grises, deformadas y fisibles, con estratos de radiolaritas rojas (Figura 3.21A-E).</p> <p>En las figuras 3.20 y 3.21 se muestra parte de los distintos estratos y la muestra correspondiente a cada uno.</p>	<p>Figura 3.20: Intercalaciones centimétricas.</p>
	<p>Figura 3.21: Chert rojo y horizontes silíceos.</p>

Descripción	Fotografía
-------------	------------

Sobre las intercalaciones se encuentra aflorando una brecha que, debido a la complejidad y el alto ángulo de la pared rocosa, no es posible realizar una medición exacta del espesor por lo que por medio de un cálculo aproximado, se determina un espesor entre 15 y 20 m para esta brecha soportada por una matriz con clastos desde angulares hasta redondeados y de tamaño centimétrico (de 5 a 20 cm), con mala selección y de composición basáltica, que corresponde con la parte superior de la sección (figura 3.22 A)

En la figura 3.22 B-C, se muestra en detalle la brecha radiolarítica la cual, además de encontrarse muy alterada por pequeñas vetas, se identifican laminaciones delgadas de color blanco. Considerando que la roca aflora de forma masiva, se toma como referencia el buzamiento en dirección a la caída de agua y se obtiene una dirección de buzamiento de 326° con un ángulo de 44° al noreste.

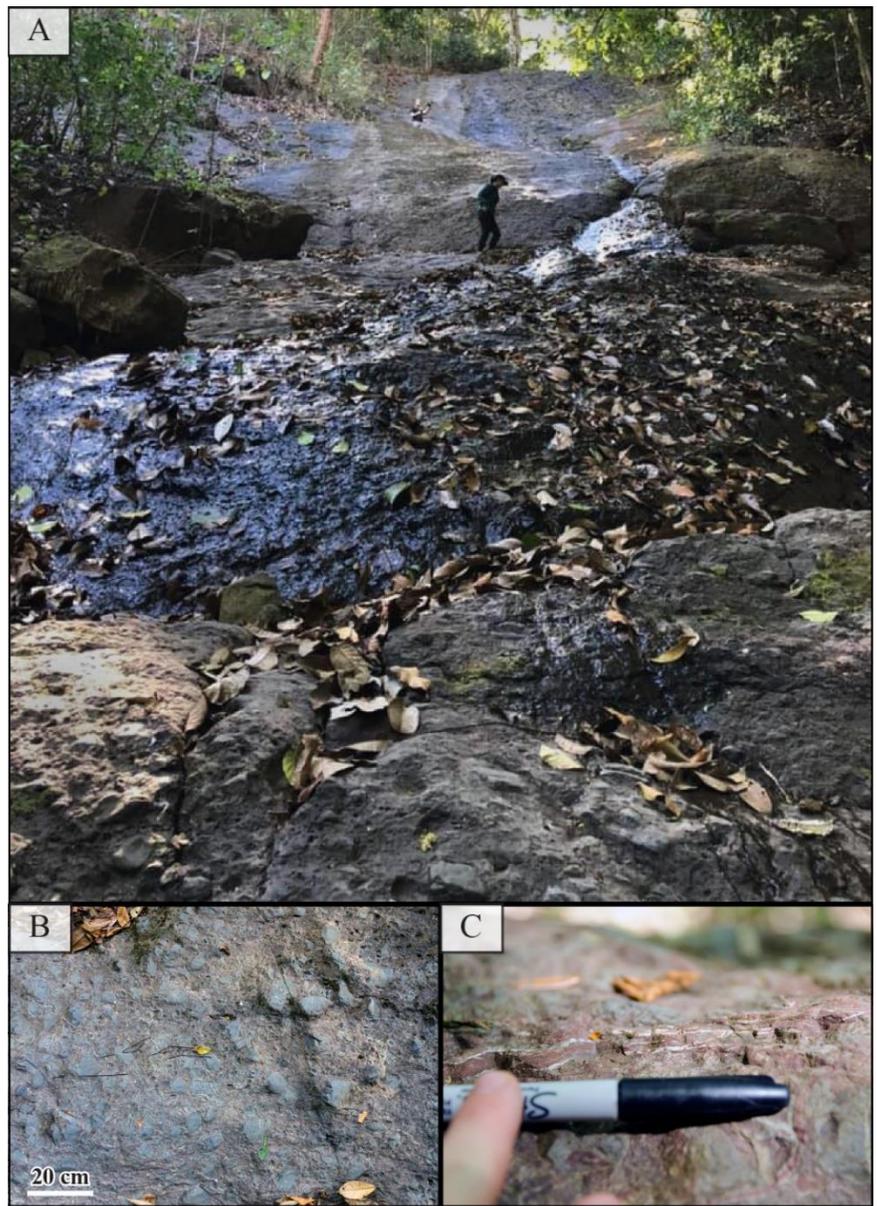


Figura 3.22. A: Pared de roca brechosa con matriz roja de apariencia radiolarítica. B: Detalles de clastos de la brecha. C: Estructuras de laminación.

A lo largo del cauce de la quebrada intermitente en la que se encuentra este sitio, se identifica un bloque métrico con aspecto laminado, compuesto por intercalaciones centimétricas de lutita gris con niveles de sílice color rojizo del cuál se toma la muestra RTJI-11 (figura 3.23). Alrededor de

este bloque, se logran identificar otros bloques de tamaño similar correlacionables con la brecha radiolarítica descrita anteriormente.



Figura 3.23: A. Disposición del bloque métrico del sitio Jicaral, B. Detalle de la composición del bloque.

Asociación del sitio con la geología del área

La correlación de estas rocas con formaciones ya establecidas se podría realizar con la Formación Puerto Carrillo para la brecha que sobreyace las rocas radiolaríticas de la base.

La Formación Puerto Carrillo ha sido descrita por Sprechmann (1984) como brechas mal estratificadas compuestas por clastos de basaltos, pedernales amarillos a rojos y en algunos casos, hasta fragmentos de gabro. Sus componentes se caracterizan por ser desde angulosos, subredondeados, hasta muy redondeados que algunos casos forman conglomerados. Los clastos de pedernal rojos y amarillos dentro de una matriz verde oscuro, es común en esta formación. Además, se han identificado lentes de arenitas y calcilutitas que se intercalan con brechas mal seleccionadas y con clastos de tamaño variable. Es común la ausencia de matriz, pero en los casos que sí es posible observarla, presenta una composición lutítica calcárea que se correlaciona con las rocas de la Formación Piedras Blancas, con las cuales se han encontrado interdigitaciones que demuestran contemporaneidad entre ambas formaciones en un ambiente particular (Denyer et al., 2014).

Para esta formación Sprechmann (1984) infiere una edad Santoniano superior-Campaniano inferior y Baumgartner et al. (1984) determinan una edad Campaniano superior – Maastrichtiano debido a la abundancia del género de foraminíferos planctónicos *Globotruncana* en las calizas intercaladas.

Su génesis se asocia a flujos turbidíticos (Kuijpers, 1979), en donde también se ha considerado que, después del emplazamiento de los basaltos del Complejo, se dieron depósitos de flujos por gravedad en un ambiente con sedimentación pelágica producto de la erosión submarina (Baumgartner et al., 1984). En cuanto a las rocas de composición calcárea, se considera como un conjunto dividido en dos partes, las ubicadas en la parte inferior relacionada con flujos de detritos y las superiores que se intuye son consecuencia de caída de bloques o un flujo de detritos (Flores, Denyer y Aguilar, 2003).

3.3 Montezuma

Este sitio de estudio se encuentra al sur de la península de Nicoya alrededor de las coordenadas 382748E/1067342N y 383259E/1068048N con rumbo noreste, del punto A al punto B mostrado en la figura 3.24, en Playa Montezuma que pertenece al distrito de Cóbano en el cantón y provincia Puntarenas.

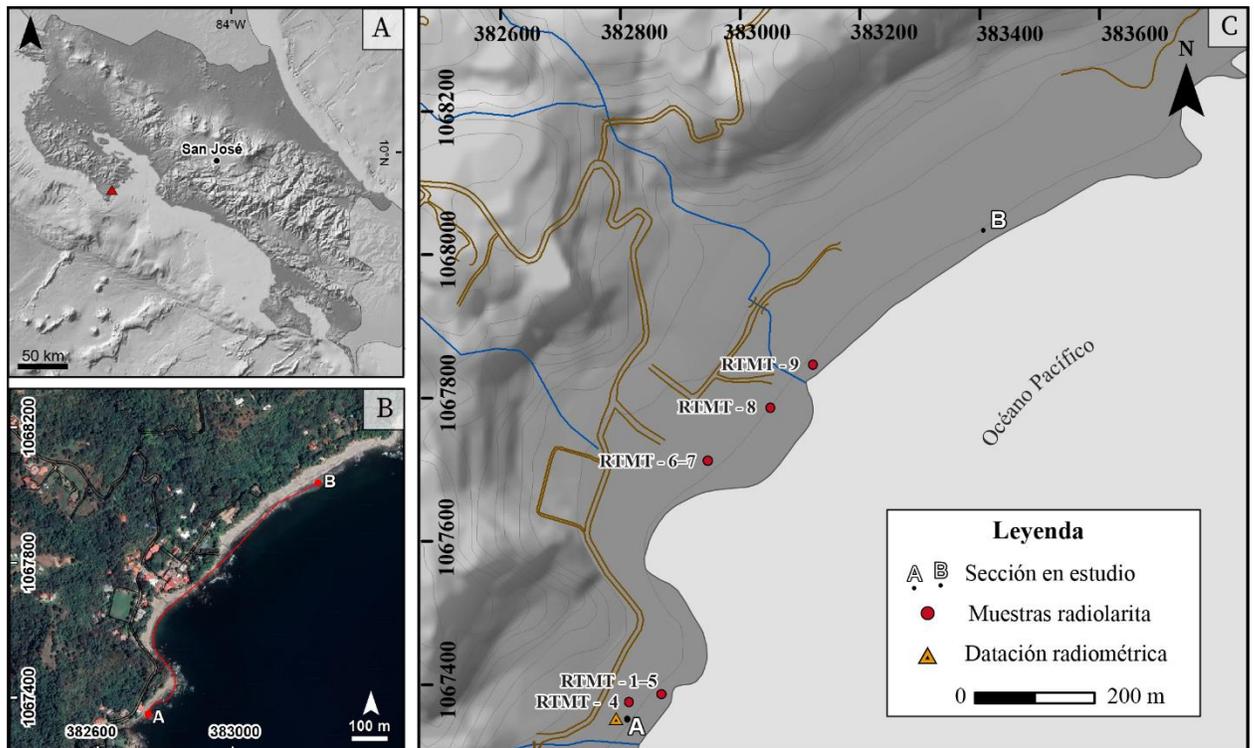


Figura 3.24: Ubicación de la sección correspondiente al sitio Montezuma.

Se identifica una sección con un espesor de aproximadamente 75 metros donde a lo largo de la playa se encuentra una secuencia oceánica compuesta por basaltos masivos, basaltos en almohadilla, brechas y radiolaritas o cherts intercalados con las rocas ígneas (figura 3.25).

Los basaltos se encuentran, en su mayoría, cortados por fracturas y vetas de zeolita. Presentan un color café rojizo, con pátinas desde negras y café hasta rojizas producto de la alteración hidrotermal, mientras que las rocas más sanas, muestran colores grisáceos.

Las estructuras en almohadilla están basculadas hacia el NW y presentan fracturas producto del enfriamiento que están rellenas de zeolita o calcedonia.

Las brechas tienen una composición predominantemente basáltica; abarca la mayor parte de la secuencia, pero a su vez en la parte superior se identifica una brecha volcánica.

En cuanto a las radiolaritas y cherts, se consideran como rocas pelágicas intrabasálticas, en algunos casos con estructuras que muestran que la radiolarita interaccionó como sedimento blando con las rocas que le rodean ya que se logran identificar bordes de enfriamiento. En este sitio, también se identifican bloques de chert en brecha basáltica de dimensiones métricas. Para el análisis de radiolarios, se toman muestras de los niveles de la sección en los que se identificaron rocas silíceas con aparente contenido de radiolarios, en la descripción se muestran fotografías a detalle de cada una.

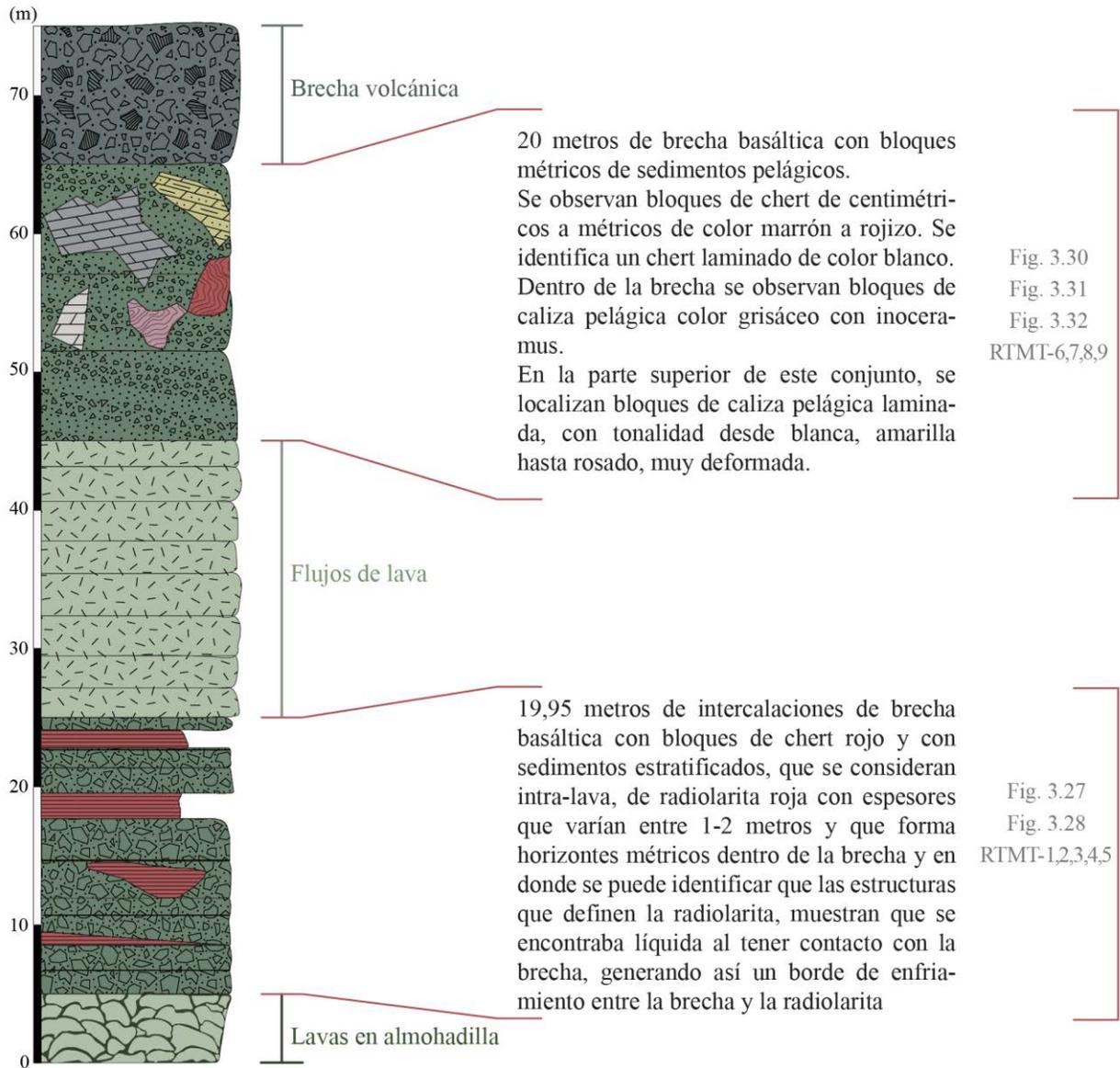
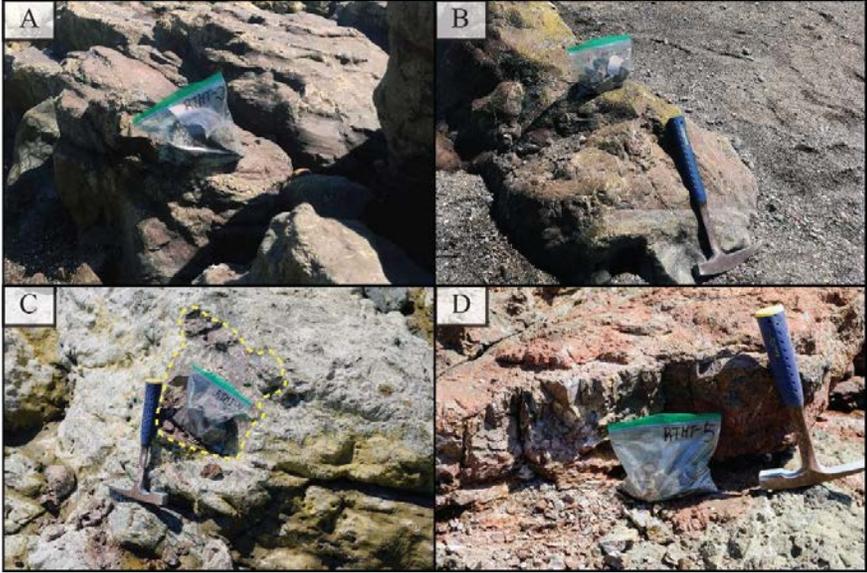


Figura 3.25: Columna estratigráfica de la sección Montezuma. Se detallan los niveles que contienen bloques o estratos de chert.

Descripción del sitio

Se caracteriza la sección identificada a largo de la playa Montezuma de acuerdo a las observaciones y levantamiento de campo realizado, utilizando fotografías y descripciones en la tabla 3.3.

Cuadro 3.3: Descripción de la sección estratigráfica del sitio Montezuma (fotos por Valentín Chesnel).

Descripción	Fotografía
<p>La base de la sección se encuentra formada por 5 metros de basaltos en almohadilla asociados al Complejo de Nicoya y en los cuales se han realizado estudios paleomagnéticos (Boschman et al. 2019; figura 3.26).</p>	 <p>Figura 3.26: Basaltos almohadillados. Círculos punteados corresponden con núcleos que fueron extraídos para estudios paleomagnéticos.</p>
<p>Sobre los basaltos se encuentran 19,95 metros de intercalaciones de brecha basáltica con bloques de chert y capas de radiolarita. Dentro de la brecha se identifican bloques de chert rojo con niveles grises que presentan dimensiones centimétricas hasta métricas (figura MT-3). De este segmento se extraen las muestras RTMT-1, RTMT-2, RTMT-3, RTMT-4 y RTMT-5.</p> <p>Además, se encuentra intercalada con sedimentos estratificados de radiolarita roja que se consideran intralava, con espesores que varían</p>	 <p>Figura 3.27: Estratos radiolaríticos (A, B y D) y bloques de chert (C) dentro de brecha basáltica.</p>

Descripción	Fotografía
-------------	------------

entre 1-2 metros y que forma horizontes métricos dentro de la brecha y en donde se puede identificar que las estructuras que definen la radiolarita muestran que se encontraba líquida al tener contacto con la brecha, ya que se observa un borde de enfriamiento entre la brecha y la radiolarita (figura 3.28).

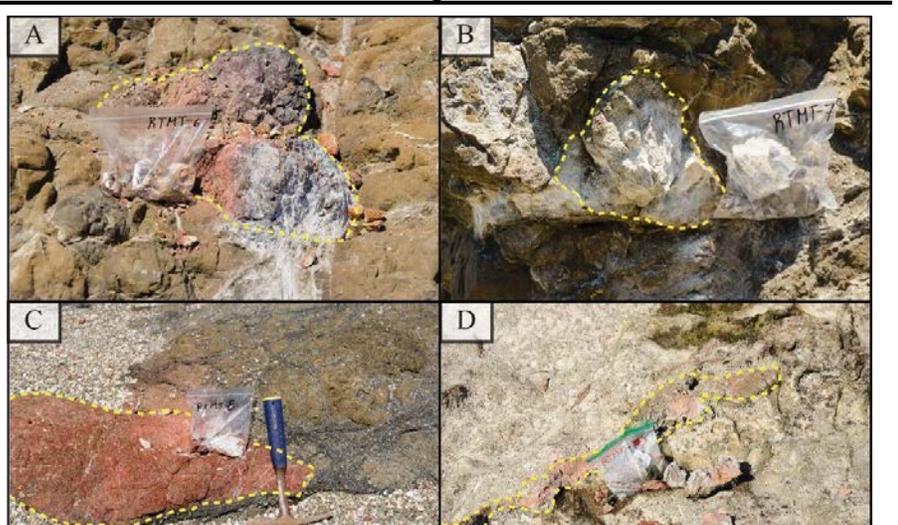
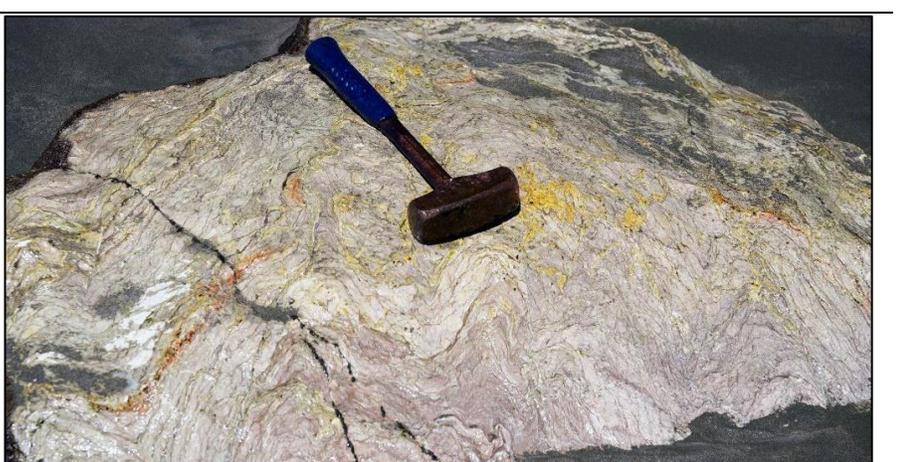


Figura 3.28: Contacto entre la brecha basáltica y el horizonte de radiolarita roja. B: Detalle de contacto entre las rocas.

Flujos de lava basáltica de 20,05 metros de espesor, que en algunas partes se encuentran muy alterados y fracturados.



Figura 3.29: Basaltos dispuestos de forma masiva y en estratos.

Descripción	Fotografía
<p>19,95 metros de brecha basáltica con bloques métricos de sedimentos pelágicos.</p> <p>Se observan bloques de chert de centimétricos a métricos de color marrón a rojizo correspondientes a las muestras RTMT-6 y RTMT-8 (figura 3.30A y C). Entre los bloques se identifica un chert laminado de color blanco en el cual se identifican radiolarios al realizar observaciones en campo donde se toma la muestra RTMT-7 (figura 3.30B).</p> <p>Dentro de la brecha se observan bloques de caliza pelágica color grisáceo con inoceramus (figura 3.31).</p> <p>Por otro lado, en la parte superior de este conjunto, se localizan bloques de caliza pelágica laminada, con tonalidad desde blanca, amarilla hasta rosado, muy deformada con fuerte reacción a HCL (figura 3.32), que en algunos casos contiene niveles de chert rojizo que podrían corresponder con niveles de caliza silicificados por procesos diagenéticos expuestos debido a la erosión diferencial (muestra RTMT-9, figura 3.30D).</p>	 <p>Figura 3.30: Bloques lenticulares de sedimentos silíceos dentro de brecha.</p>
	 <p>Figura 3.31: Cortes transversales de inoceramus en caliza pelágica, dentro de brecha.</p>
	 <p>Figura 3.32: Bloque de caliza pelágica laminada plegada dentro de brecha.</p>
<p>2 metros de brecha volcánica.</p>	<p>Sin fotografía.</p>

Asociación del sitio con la geología del área

En esta sección de playa Montezuma se presentan distintas formaciones que conforman la geología de la península. La secuencia está constituida por los basaltos del Complejo de Nicoya, en donde es posible encontrarlos tanto en almohadillas como en flujos de lava y, además, afloran brechas asociadas que se formaron como autobrechas o como brechas de explosión de los basaltos en almohadilla (Denyer et al., 2014). Anteriormente ha sido asociada en las brechas de la Formación Loma Chumico donde Dengo (1962) hace la descripción de lutitas silíceas asfálticas, formando capas lenticulares de 30 cm a 60 cm dentro de la interstratificación de aglomerados de basaltos con grawacas y capas delgadas de ftanitas manganesíferas, sobre las coladas de basaltos elipsoidales del área de Montezuma.

Dentro de estas brechas se identifican sedimentos intralava que se relacionan con las calizas silíceas inter-almohadilla mencionadas por Flores (2003), las cuales presentan una microfauna del Cenomaniano-Turoniano (Tournon y Alvarado, 1997) y se correlacionan con la Formación Sabana Grande, compuesta por sedimentos pelágicos, hemipelágicos y turbidíticos, propiamente por calcilitas silíceas, lutitas silíceas e intercalaciones de areniscas medias y finas ligeramente calcárea (redefinición Flores, 2003).

Por otro lado, la caliza gris-rosada que se encuentra aflorando en un sector superior de la brecha, se relaciona con la Formación Piedras Blancas, conformada por calcilitas de color blanco a rojizo, con intercalaciones de areniscas medias a finas rojas y grises-carbonatadas ligeramente silíceas (Flores et al., 2003). A partir de microfauna de foraminíferos, se ha determinado una edad Campaniano tardío - Maastrichtiano temprano para esta unidad (Flores, 2003).

La presencia de sedimentos silíceos también se ha definido en pedernales que se caracterizan por ser producto de la alteración hidrotermal y recirculación de sílice (Denyer et al., 2014).

Boschman et al. (2019) realiza dataciones radiométricas en los basaltos en almohadilla de esta sección y determina una edad Cenomaniano Turoniano para estas rocas.

4. Sistemática Paleontológica y Bioestratigrafía

4.1 Sistemática Paleontológica

La clasificación sistemática utilizada en este trabajo se basa en el catálogo de radiolarios del Mesozoico de Pessagno (1976), Taketani (1982), Thurow (1988), O'Dogherty (1994), Vishnevskaya (2001) y Bragina (2004). Para la investigación bibliográfica de las especies se utiliza como referencia la base de datos “rad.org database” correspondiente a fuentes de autores que basaron sus estudios en la identificación, análisis y determinación de radiolarios a lo largo del mundo.

La sinonimia elaborada consiste en la determinación del taxón del espécimen por medio de una revisión minuciosa de estudios previos donde ha sido reconocido el mismo taxón. Para este análisis se utilizan trabajos con claves de identificación, determinación de biozonaciones de radiolarios, investigaciones previas cercanas al área de estudio, entre otros. Esto permite identificar los organismos con base en distintos autores, dando como resultado la sinonimia. Además, en esta recopilación de información, se consultan los rangos de edades donde el taxón determinado ha sido identificado, permitiendo asignar un rango compuesto para el organismo, el cuál es usado posteriormente para asignar la edad de la muestra por medio de la concurrencia de las especies de radiolarios dentro de la misma.

La información taxonómica brindada abarca la clase, orden, familia, género y especie, en el caso que corresponda. Además, se describe el holotipo de acuerdo con las principales características de la descripción original y tomando como referencia anotaciones de Odogherty, 1994 y Bragina, 2004, además, aunque se hace un análisis bibliográfico amplio, se utilizan principalmente referencias más recientes ya que con estas se confirma la concordancia de los organismos identificados con la sinonimia anteriormente utilizada, así como los rangos y observaciones.

Dentro de la nomenclatura utilizada para establecer la afinidad taxonómica en los casos que no es posible definir la especie como tal, se utilizan las abreviaturas sp., aff. y cf. para indicar los diferentes grados de incertidumbre en la identificación.

La abreviatura sp. se asigna a los organismos que se correlacionan a un género determinado, pero sin precisar ninguna de sus especies, por lo que solamente se hace una observación general del género.

Para el caso de aff. (del latín Affinis) que significa relacionado o cercano, siendo en taxonomía un indicativo de afinidad, pero no identidad (Lucas, 1986), se incluye únicamente una descripción con información general, sin sinonimia de otros autores ya que corresponde con una aproximación en donde la especie es muy similar, pero por alguna característica no corresponde.

Por su parte, en los casos de cf. (del latín conformis) que significa como o similar y taxonómicamente constituye una comparación (Lucas, 1986), se hace referencia tanto al autor original como a otros autores, es decir se usa sinonimia con sus respectivas edades, ya que no se hace referencia directa a la especie únicamente por detalles de mala preservación.

Los nombres de géneros y la revisión de nombres de especies fueron verificados con base en el catálogo de radiolarios del Mesozoico O'Dogherty et al. (2011).

Se incluye una figura a detalle de las fotografías de MEB más representativas y mejor preservadas de cada organismo. Al final del capítulo, se incluyen láminas con todos los organismos identificados y se especifica su ubicación por cada uno de los sitios.

Clase POLYCYSTINA
Orden NASSELLARIA

Familia AMPHIPYNDACIDAE Riedel, 1967
Género *Amphipyndax* Foreman, 1966
Amphipyndax sp. aff *A. stocki* (Campbell and Clark, 1944)
Lámina 3, fig. 1

1944 *Stichocapsa* (?) *stocki* nov. sp. Campbell y Clark, p. 44, lám. 8, figs. 31, 32,33

Holotipo: California, Condado de Tesla, Formación Moreno; Cretácico Superior, Campaniano (Campbell y Clark, 1944, lámina 8, fig. 33).

Descripción general: Caparazón multisegmentado, entre cónico y cilíndrico, de paredes gruesas, generalmente con seis a siete cámaras que se ensanchan gradualmente hacia la cámara inferior y divididas por suturas débilmente definidas. El cefálic carece de poros, mientras que el resto de las cámaras se encuentran compuestas por poros redondeados distribuidos en dos o tres filas.

Observación: Se utiliza la denominación de la especie original pero el género propuesto por Foreman (1966).

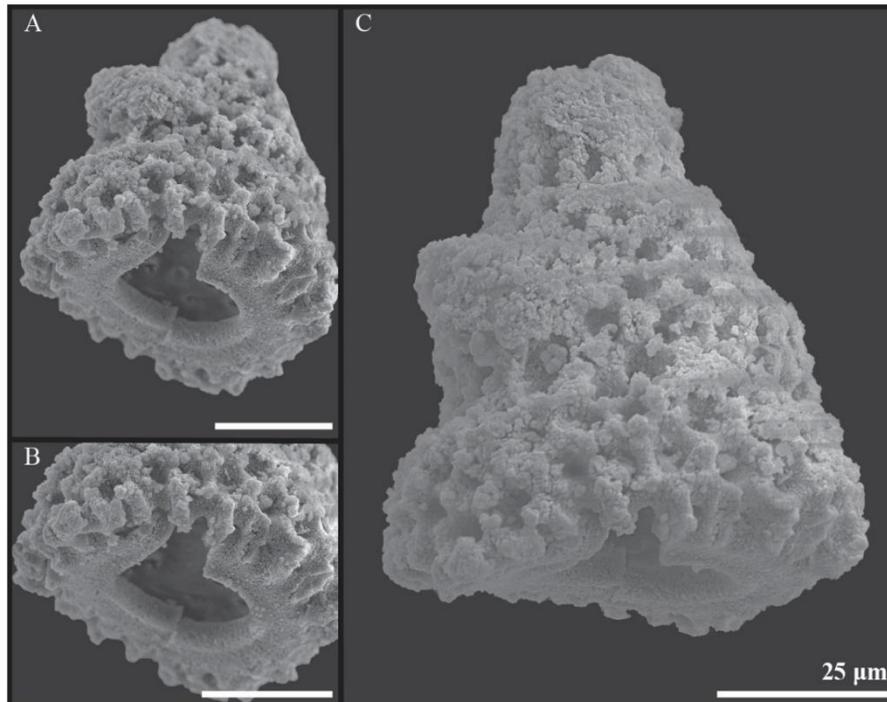


Figura 4.1: *Amphipyndax* sp. aff *A. stocki*, A, B y C de muestra LOB-3, del sitio Montezuma.

Familia ARCHAEODICTYOMITRIDAE Pessagno, 1976

Género *Archaeodictyomitra* Pessagno, 1976

***Archaeodictyomitra* sp.**

Lámina 1, fig. 1

Observación: Concha cónica, con paredes divididas por múltiples costillas que abarcan toda a longitud de la concha y que contienen entre sí, filas uniformes de poros.

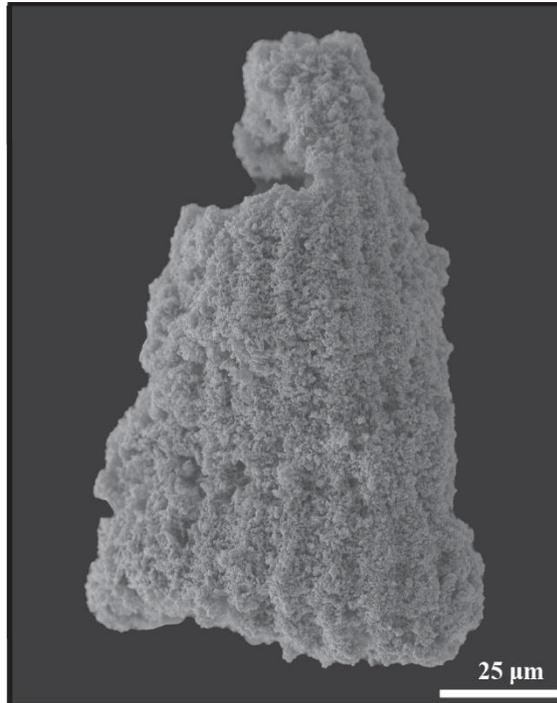


Figura 4.2: *Archaeodictyomitra* sp de muestra RTSJ-3.

Familia ARCHAEODICTYOMITRIDAE Pessagno, 1976

Género *Dictyomitra* Zittel, 1876

***Dictyomitra* sp.**

Lámina 1, fig. 10-12

Observación: El esqueleto generalmente presenta un contorno suave y sus paredes están constituidas por poros circulares entre una y cinco filas verticales dispuestos de forma irregular entre las diferentes costillas.

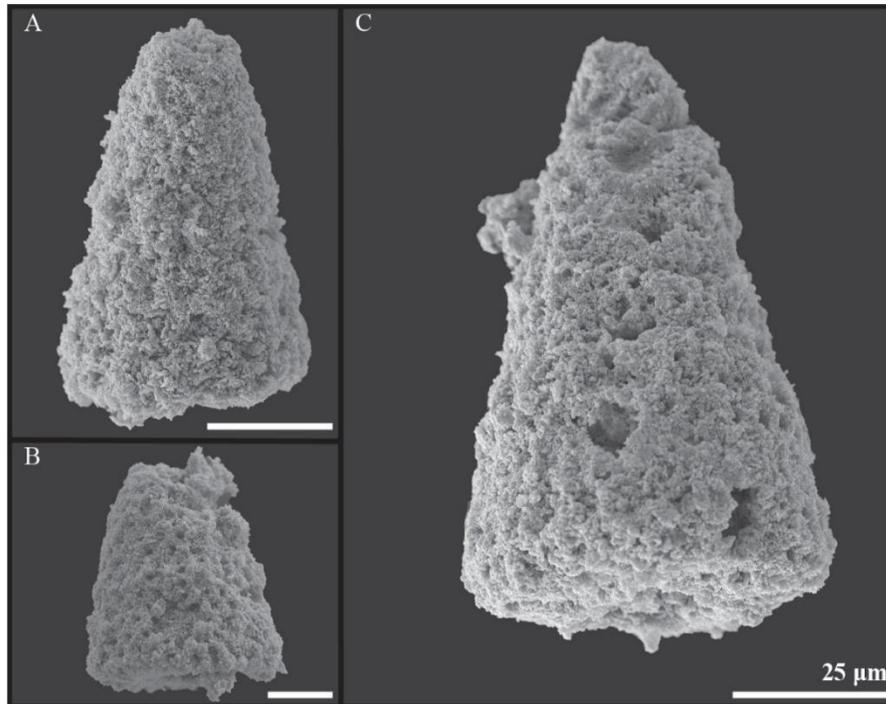


Figura 4.3: *Dictyomitra* sp., A, B y C de muestra RTSJ-3.

Familia ARCHAEOICTYOMITRIDAE Pessagno, 1976

Género *Dictyomitra* Zittel, 1876

Dictyomitra* sp. cf. *D. formosa Squinabol, 1904

Lámina 3, fig. 3-5

- 1904 *Dictyomitra formosa* nov. sp. Squinabol, p. 232, lám.10, fig. 4.
 1976 *Dictyomitra formosa* Squinabol. - Pessagno, p. 51, lám.14, figs. 10–12.
 1982 *Dictyomitra formosa*. - Taketani, p. 58, lám. 4,figs. 6a–b; lám. 11, fig. 13
 1994 non *Dictyomitra formosa* Squinabol. - O’Dogherty, p. 80, lám. 4, figs. 8–12.
 2001 *Dictyomitra formosa* Squinabol. - Vishnevskaya, p.160, lám. 25, fig. 10.
 2006 *Dictyomitra formosa* Squinabol. – Denyer y Baumgartner, fig. 7 - R.
 2011 *Dictyomitra formosa* Squinabol. - Bak, p.98, fig. 47, K-M
 2015 *Dictyomitra formosa* Squinabol. - Sandoval, p. 35, lám. 1, fig 4,5.

Holotipo: Tèolo (Colli Euganei, en el sur de los Alpes Venecianos (Squinabol, 1904, lám.10, fig.4).

Descripción general: Caparazón cónico, moderadamente lobulado y con céfalís apicalmente puntiaguda. Puede tener entre diez y doce segmentos que se encuentran marcados por constricciones profundas y bien desarrolladas, además de costillas prominentes.

Observación: Especie identificada en el Complejo de Nicoya, Costa Rica (no especifica muestra; Denyer y Baumgartner, 2006, fig. 7 - R).

Rango publicado: Coniaciano temprano – Campaniano temprano (Pessagno, 1976), Turoniano tardío (Taketani, 1982), Albiano tardío – Turoniano temprano (O’Dogherty, 1994), Albiano – Turoniano (Vishnevskaya, 2001).

Rango compuesto: Albiano – Campaniano temprano.

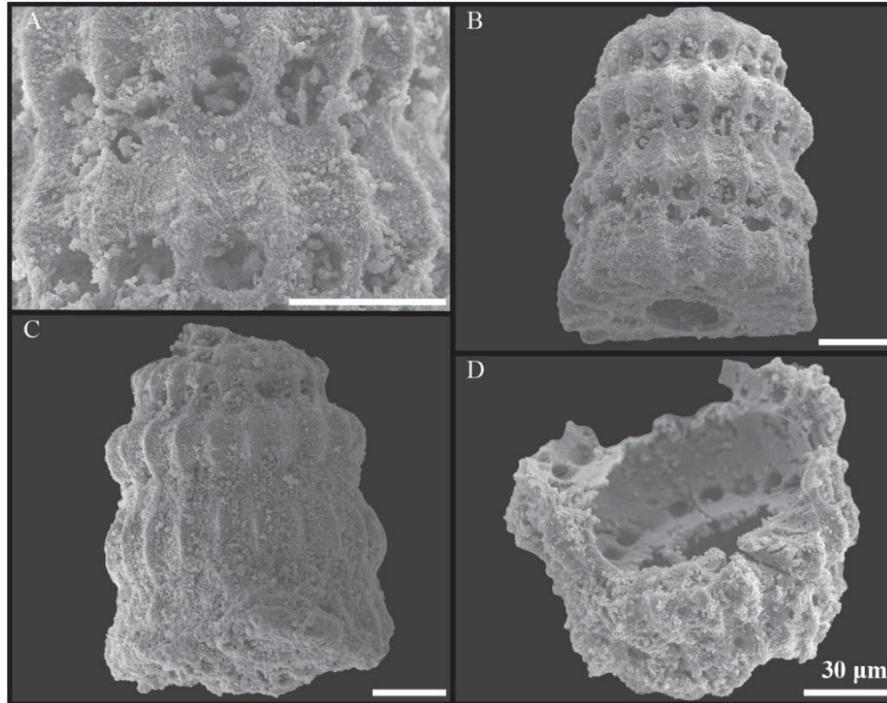


Figura 4.4: *Dictyomitra* sp. cf. *D. Formosa*, A, B, C y D de muestra RTMT-3.

Familia ARTOSTROBIIDAE Riedel, 1967

Género *Dictyoprora* Haeckel, 1881

Theocampe salillum Foreman, 1971

Lámina 1, fig. 45-47

- 1971 *Theocampe salillum* - Foreman, p. 1678, lám. 4, fig. 5.
- 1974 *Theocampe salillum* - Riedel y Sanfilippo, p. 780, lám. 11, figs. 8–10.
- 1981 *Theocampe* sp. cf. *T salillum* - Schaaf, p.440, lám. 24, fig. 7.
- 1982 *Theocampe salillum* - Taketani, p. 53, lám. 2, fi g. 14.
- 1985 *Theocampe salillum* - Sanfilippo y Riedel, p. 605, figs. 9.4a–9.4c.
- 2008 *Theocampe salillum* - Bandini *et. al*, p. 18, lám. 2, fig. 6; lám. 4, fig. 12.

Holotipo: Proyecto de Perforación en Aguas Profundas (Deep Sea Drilling Project, DSDP) volumen VII. Perforación 7, muestra 61.0-1-CC, USNM 167925; M20/2.

Descripción general: Caparazón de tres segmentos. El céfalís y tórax están juntos de forma cónica a subhemisférica. Caracterizado por tener un abdomen subcilíndrico ligeramente inflado, con

poros pequeños y circulares, alineados longitudinalmente y en filas transversales separadas. La superficie se compone de crestas longitudinales.

Observación: Se utiliza el género original de Foreman 1971. Especie identificada en Formación Berrugate, península de Nicoya, Costa Rica (muestra 09-1212-01, Bandini et al., 2008).

Rango publicado: Coniaciano-Campaniano a Maastrichtiano (Riedel y Sanfilippo, 1974), Coniaciano a Albiano temprano (Schaaf, 1981), Coniaciano a Campaniano (Taketani, 1982), Coniaciano-Santoniano a Campaniano (Sanfilippo and Riedel, 1985).

Rango compuesto: Albiano temprano – Maastrichtiano.

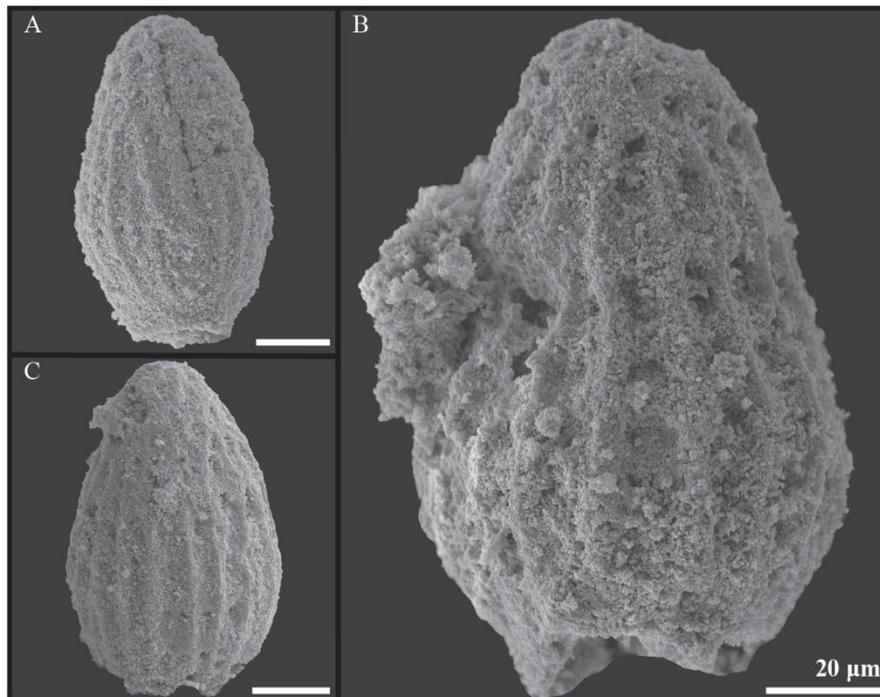


Figura 4.5: *Theocampe salillum*, A, B y C de muestra RTSJ-3.

Familia CANNOBOTRYIDAE Haeckel 1881
Género *Rhopalosyringium* Cambell and Clark 1944
***Rhopalosyringium* sp.**
Lámina 1, fig. 41

Observación: Esqueleto con céfalos hemisférico, con cuerno grueso. El tórax es globoso con poros uniformes, mientras que el abdomen presenta una forma casi cilíndrica con paredes de poros pequeños dispuestos de forma irregular

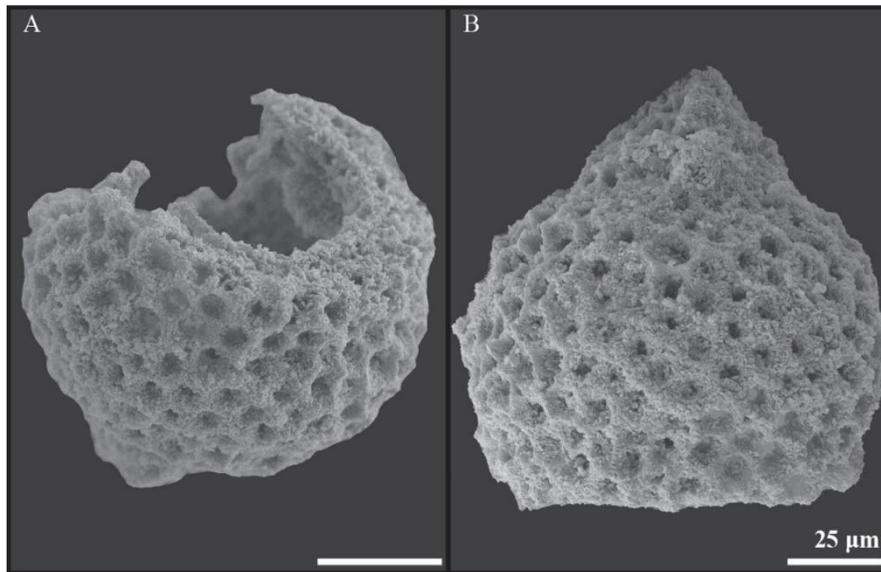


Figura 4.6: *Rhopalosyringium* sp, A y B de muestra RTSJ-3.

Familia CARPOCANIIDAE Haeckel, 1881, emend. Riedel, 1967

Género *Diacanthocapsa* Squinabol, 1903

***Diacanthocapsa* sp.**

Lámina 1, fig. 6-7

Observación: Concha ovalada que se caracteriza por poseer un céfalos con apariencia a introducirse ligeramente en el tórax. Céfalos es pequeño y puede tener o no un cuerno apical.

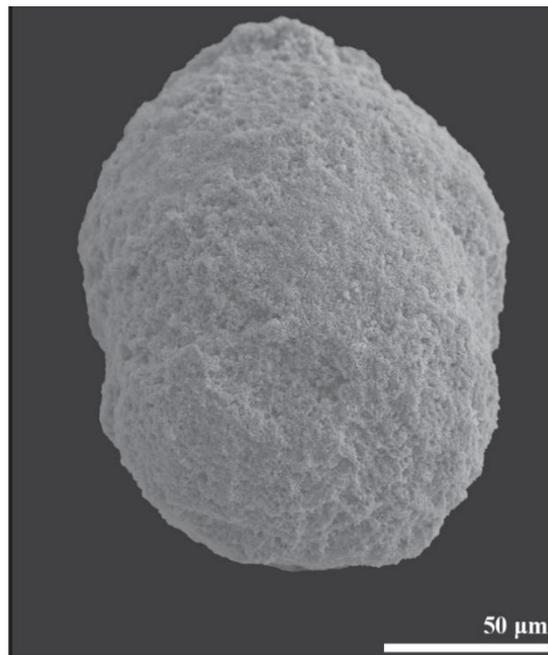


Figura 4.7: *Diacanthocapsa* sp., muestra RTSJ-3.

Familia CARPOCANIIDAE Haeckel, 1881, emend. Riedel, 1967

Género *Diacanthocapsa* Squinabol, 1903

Diacanthocapsa euganea Squinabol, 1903

Lámina 1, fig. 8

- 1903 *Diacanthocapsa euganea* - Squinabol, p. 133, lám. 8, fig. 26.
1982 *Diacanthocapsa euganea* – Taketani, p. 68, lám. 8, figs. 2a-3b; lám. 12, fig. 15.
1989 *Diacanthocapsa euganea* – Tumanda, p. 36, lám. 7, fig. 5.
1994 *Diacanthocapsa euganea* - O'Dogherty, p. 218, lám. 36, figs. 19-21.
2004 *Diacanthocapsa euganea* – Bragina, p. S381, lám. 10, fig. 9.
2011 *Diacanthocapsa euganea* – Bak, p. 94, fig. 45- I, J)

Holotipo: Norte de Italia, al sur de los Alpes Venecianos, Colli Euganei, localidad de Teolo (Squinabol, 1903, lám. 8, fig. 26).

Descripción general: Esqueleto trisegmentado con céfalís subsférica que se encuentra dentro del tórax. El tórax tiene una forma de circular hasta ligeramente elíptica en sección transversal. El tórax y abdomen presentan poros circulares uniformes, en algunos casos hexagonales que aumentan ligeramente de tamaño y dispuestos en filas longitudinales. El abdomen aumenta levemente de ancho, luego se contrae y se estrecha distalmente.

Rango publicado: Cretácico Superior (Squinabol, 1903), Albiano tardío (Taketani, 1982), Cenomaniano (Tumanda, 1989), Cenomaniano tardío (O'Dogherty, 1994).

Rango compuesto: Albiano tardío – Cenomaniano tardío.

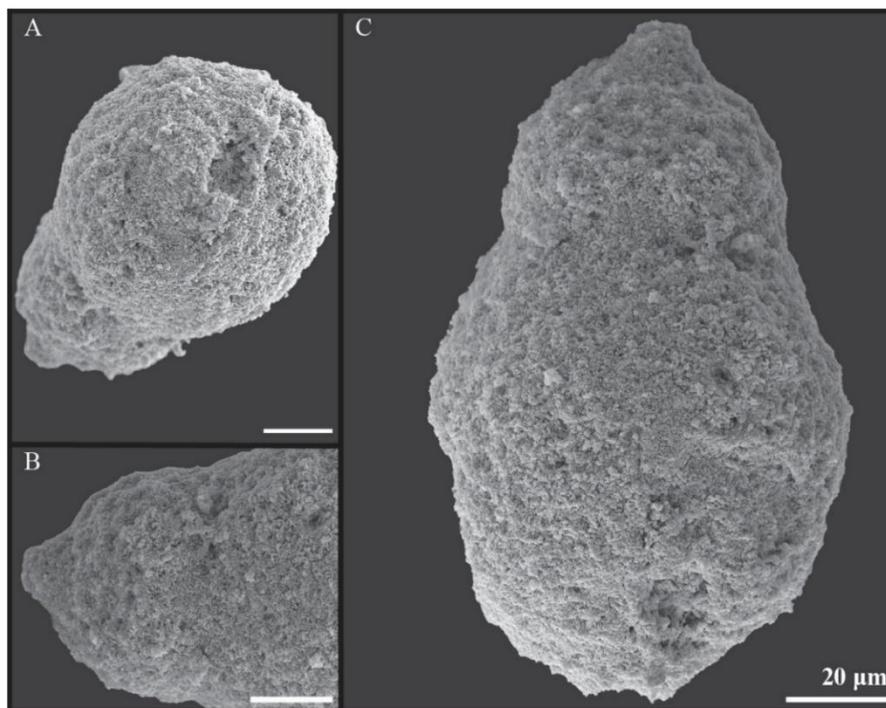


Figura 4.8: *Diacanthocapsa euganea*, A, B y C de muestra RTSJ-3.

Familia CARPOCANIIDAE Haeckel, 1881, emend. Riedel, 1967

Género *Diacanthocapsa* Squinabol, 1903

Diacanthocapsa fossilis Squinabol, 1904

Lámina 1, fig. 9

- 1904 *Dicolocapsa fossilis* - Squinabol, p. 218, lám. 7, fig. 19.
1979 *Diacanthocapsa brevithorax* - Nakaseko et al., p. 149, lám. 5, fig. 6.
1994 *Diacanthocapsa fossilis* - O'Dogherty, p. 217, lám. 36, figs. 8-11.
2004 *Diacanthocapsa fossilis* - Bragina, p. S381, lám. 31, fig. 13.

Holotipo: Norte de Italia, al sur de los Alpes Venecianos, Colli Euganei, localidad de Teolo (Squinabol, 1904, lám. 7, fig. 19).

Descripción general: Test de tres segmentos. Céfalos muy pequeño, sin ápice. Céfalos total o parcialmente encerrada en el tórax. El tórax es hemisférico con grandes poros circulares en marcos hexagonales y alineados longitudinalmente. El abdomen se expande gradualmente, se infla bastante y luego se contrae para formar una pequeña abertura. Los poros abdominales son más pequeños que los poros torácicos, y tienden a formar filas longitudinales densas. Abdomen cónico invertido y más grande que el tórax.

Rango publicado: Turoniano (Squinabol, 1904), Albiano temprano (Nakaseko, 1979), Albiano medio – Cenomaniano medio (O'Dogherty, 1994), Turoniano temprano (Bragina, 2004).

Rango compuesto: Albiano medio – Turoniano temprano.

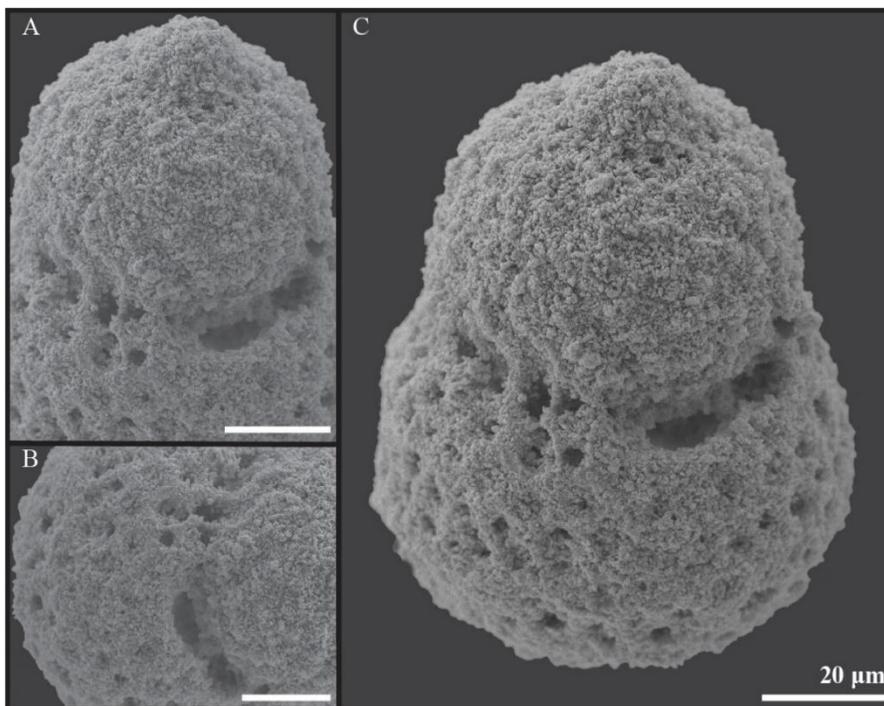


Figura 4.9: *Dicolocapsa fossilis*, A,B y C de muestra RTSJ-3.

Familia EUCYRTIDIIDAE Ehrenberg 1847

Género *Stichomitra* Cayeux 1897

***Stichomitra* sp.**

Lámina 1, fig. 42-43; Lámina 2, fig. 8; Lámina 3, fig. 8;

Observación: Concha multi-segmentada, cónica y alargada con paredes compuestas por poros muy cercanos entre sí y con número variable de cámaras.

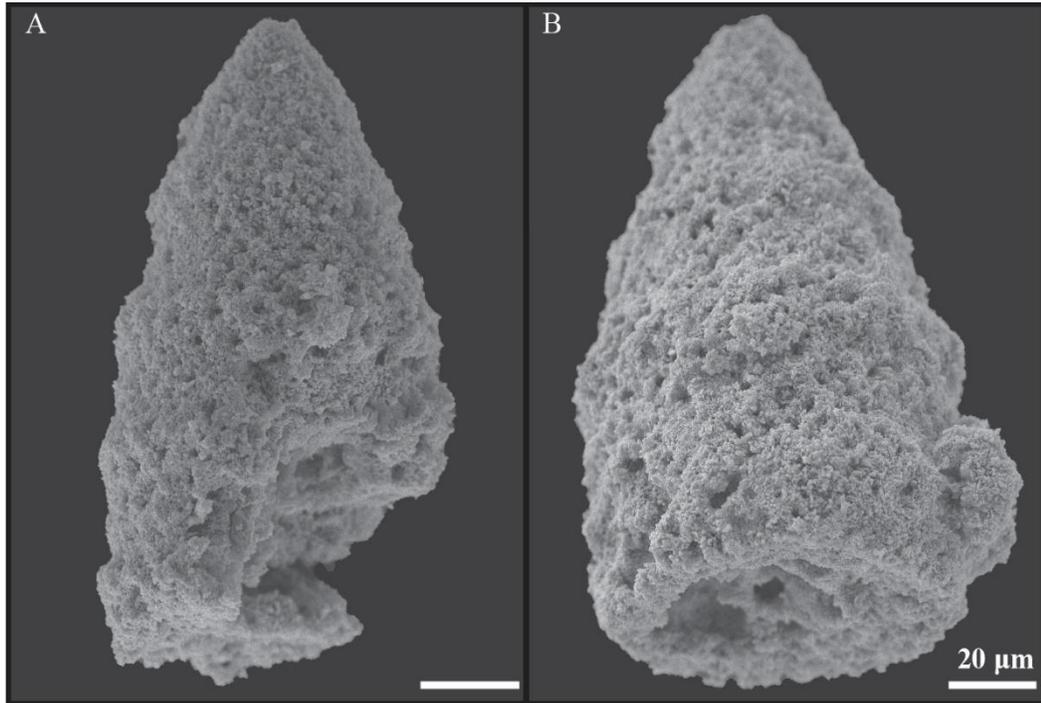


Figura 4.10: *Stichomitra* sp., A de muestra RTSJ-3.

Familia EUCYRTIDIIDAE Ehrenberg 1847

Género *Stichomitra* Cayeux 1897

Stichomitra* sp. cf. *S. communis Squinabol, 1903b

Lámina 1, fig. 44

- 1903 *Stichomitra communis* n. sp. - Squinabol, p. 141, lám. 8, fig. 40.
- 1982 *Stichomitra communis* - Taketani, p. 54, pl. 3, fig. 9; pl. 11, fig. 5.
- 1994 *Stichomitra communis* - O'Dogherty, p.144, lám. 17 figs 6–16.
- 2001 *Stichomitra communis* - Vishnevskaya, p. 188, lám. 23, fig. 8; lám. 83, fig. 6-9
- 2004 *Stichomitra communis* - Bragina, p. 374, lám. 33, fig 16.
- 2015 *Stichomitra communis* – Sandoval, p. 84, lám. 1, fig. 6.

Holotipo: Norte de Italia, al sur de los Alpes Venecianos, Colli Euganei, localidad de Teolo (Squinabol, 1903, lám. 8, fig. 40).

Descripción general: Céfalís con forma cónica a subsférica y sin poros. Por su parte el tórax, abdomen y cámaras post-abdominales están separadas por constricciones muy marcadas. Generalmente, las cámaras post-abdominales aumentan gradualmente en altura y ancho, recubiertas de pequeños poros redondeados de casi el mismo tamaño, dispuestos en forma hexagonal, sus diámetros superan ligeramente la distancia entre ellos.

Rango publicado: Albiano tardío – Turoniano (Taketani, 1982), Albiano medio – Cenomaniano medio (O’Dogherty, 1994), Albiano – Turoniano (Vishnevskaya, 2002), Cenomaniano – Turoniano (Bragina, 2004).

Rango compuesto: Albiano medio – Turoniano.

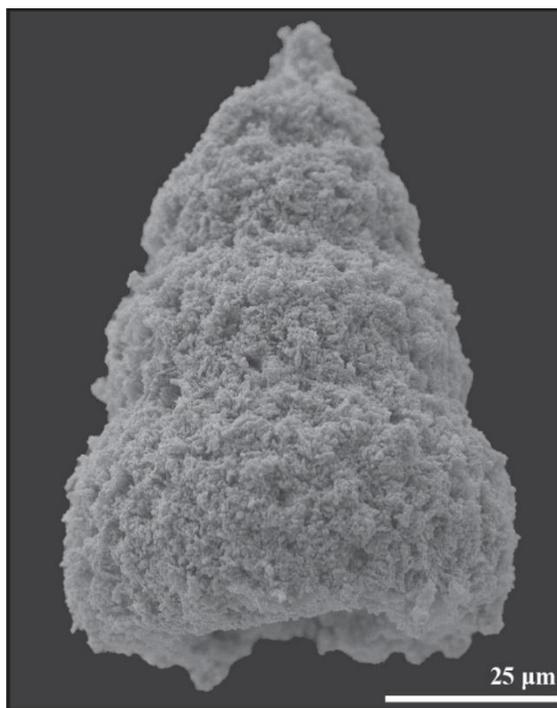


Figura 4.11: *Stichomitra communis*, A de muestra RTSJ-3.

Familia PARVICINGULIDAE Pessagno, 1977a

Género *Foremanina* Empson-Morin, 1981

***Foremanina* sp.**

Lámina 1, fig. 13

Observación: Concha cónica, con gran cantidad de pequeños nodos que forman crestas nodulares en las articulaciones de las cámaras post-abdominales.

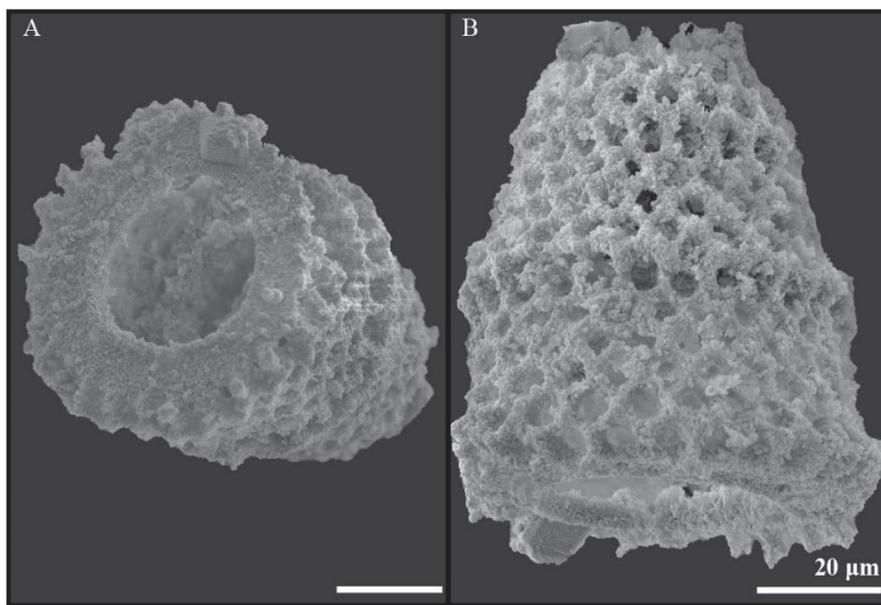


Figura 4.12: *Foremanina* sp, A y B de muestra RTSJ-3.

Familia PSEUDODICTYOMITRIDAE Pessagno, 1977c

Género *Pseudodictyomitra* Pessagno 1977

***Pseudodictyomitra* sp.** Pessagno, 1977c

Lámina 1, fig. 37

Observación: Concha marcada por costillas que forman varias cámaras divididas por constricciones compuestas de poros en doble hilera.



Figura 4.13: *Pseudodictyomitra* sp., A de muestra RTSJ-3.

Familia PSEUDODICTYOMITRIDAE Pessagno, 1977c
Género *Pseudodictyomitra* Pessagno 1977
Pseudodictyomitra lodogaensis Pessagno, 1977c
Lámina 1, fig. 38-39; Lámina 2, fig. 7

- 1977 *Pseudodictyomitra lodogaensis* n. sp. - Pessagno, p. 50, lám. 8, figs. 4, 21, 28.
1981 *Pseudodictyomitra lodogaensis* - Schaaf, p. 437, lám. 3, fig. 5.
1994 *Pseudodictyomitra lodogaensis* - O'Dogherty, lám. 7, figs. 18-21.
2001 *Pseudodictyomitra lodogaensis* – Vishnevskaya, p. 183, lám. 123, fig. 26-28.
2011 *Pseudodictyomitra lodogaensis* – Bandini et al., lám. 5, fig. 11

Holotipo: Localidad NSF 884, secuencia del Gran Valle, en el norte de California (Pessagno, 1977, p. 50, lám. 8, figs. 4, 21, 28).

Descripción general: Concha con forma cónica, multi-segmentada y muy suavemente redondeada con siete a nueve cámaras post-abdominales que aumentan de tamaño distalmente. Se pueden identificar dos filas de poros que separan los distintos segmentos que están formados por costillas.

Observación: Especie identificada en radiolarita nodular, península de Santa Elena, Costa Rica (muestra POCR07-28, Bandini et al., 2011a).

Rango publicado: Albiano tardío (Pessagno, 1977), Aptiano (O'Dogherty, 1994), Albiano medio (Vishnevskaya, 2001), Aptiano (Bandini et al. 2011a).

Rango compuesto: Aptiano – Albiano medio.

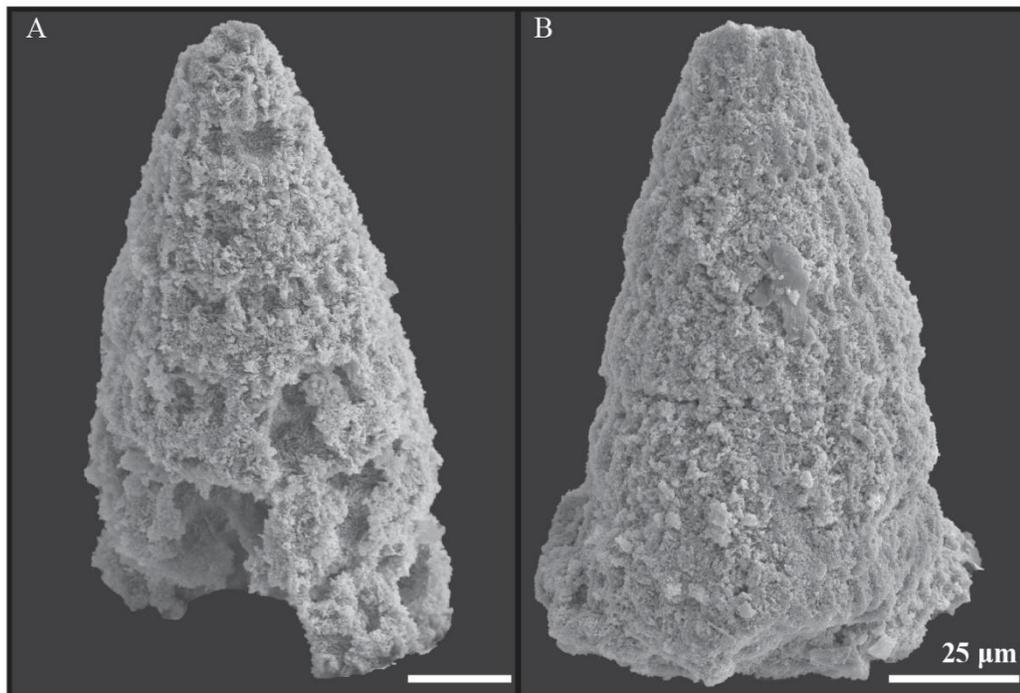


Figura 4.14: *Pseudodictyomitra lodogaensis*, A y B de muestra RTSJ-3.

Familia PSEUDODICTYOMITRIDAE Pessagno, 1977c
Género *Pseudodictyomitra* Pessagno 1977
Pseudodictyomitra pentacolaensis Pessagno, 1977c
Lámina 1, fig. 40

- 1977 *Pseudodictyomitra pentacolaensis*. sp. - Pessagno, p. 50, lám. 8, figs. 3, 17, 23.
1988 *Pseudodictyomitra pentacolaensis* – Thurow, p. 405, lám. 3, fig. 17.
1994 *Pseudodictyomitra pentacolaensis* – O’Dogherty, p. 104, lám. 7, figs. 29-32.
2001 *Pseudodictyomitra pentacolaensis* – Vishnevskaya, p. 183, lám. 125, fig. 41.
2011 *Pseudodictyomitra pentacolaensis* – Bandini et al., lám. 12, fig. 11.

Holotipo: Localidad NSF 860, secuencia del Gran Valle, en el norte de California (Pessagno, 1977, p. 50, lám. 8, figs. 3, 17, 23).

Descripción general: Concha cónica, multi-segmentada y alargada con céfalís liso. Entre el tórax y el abdomen existe un solo anillo de poros mientras que entre las constricciones de los segmentos post-abdominales se forman anillos dobles de poros. Pueden presentar de nueve a quince cámaras o segmentos que aumentan rápidamente en altura y lentamente en anchura.

Observación: Especie identificada en radiolarita, península de Santa Elena, Costa Rica (muestra CR-SE18.10, Bandini et al., 2011a).

Rango publicado: Albiano tardío (Pessagno, 1977), Albiano tardío – Cenomaniano (Thurow, 1988), Albiano medio – Cenomaniano tardío (O’Dogherty, 1994), Albiano – Coniaciano (Vishnevskaya, 2001), Albiano temprano – medio (Bandini et al., 2011a).

Rango compuesto: Albiano – Cenomaniano.

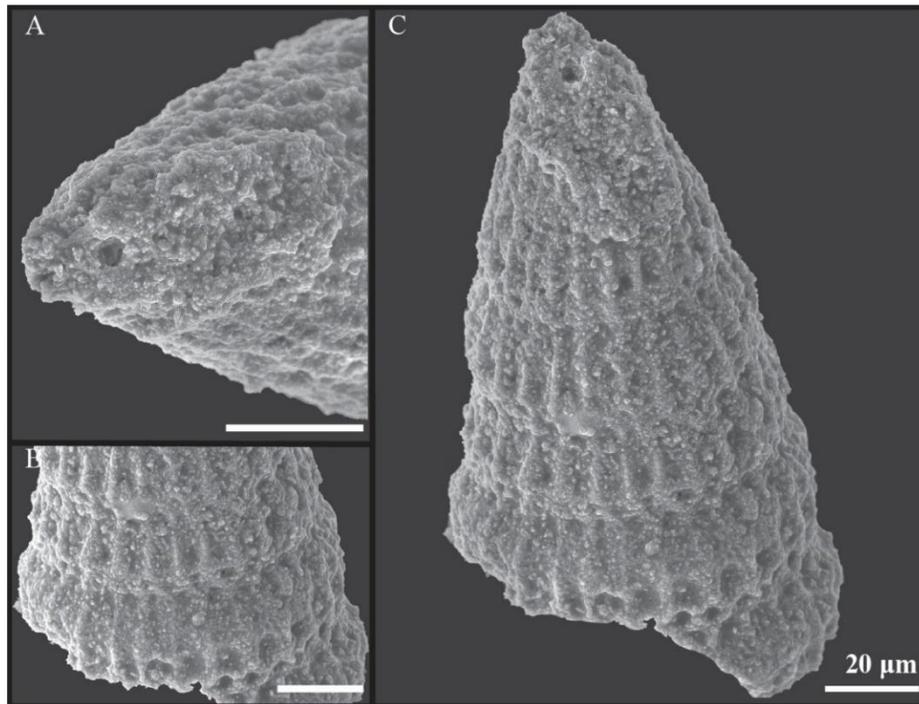


Figura 4.15: *Pseudodictyomitra pentacolaensis*, A, B y C de muestra RTSJ-3.

Familia WILLIRIEDELLIDAE Dumitrica, 1970
Género *Cryptamphorella* Dumitrica, 1970
***Cryptamphorella* sp. aff *C. conara* (Foreman, 1968)**
Lámina 1, fig. 5; Lámina 3, fig. 2

1968 *Hemicryptocapsa conara* - Foreman, p. 35, lám. 4, figs. 11a y 11b

Holotipo: USNM, no. 157953; California, Formación Moreno, Localidad 1144; Cretácico Superior, Maastrichtiano superior (Foreman, 1968, lám. 4, figs. 11a, 11b).

Descripción general: Concha con tres cámaras y el tórax oculto dentro del abdomen. Abdomen de inflado de gran tamaño y sin abertura, de esférico a subsférico.

Observación: Especie identificada en radiolarita, península de Santa Elena, Costa Rica (muestra CR-SE10, CR-SE11, POCR07-35, CR-SE18.10 (Bandini et al., 2011a). Además, en la península de Nicoya se identifica en la Formación Berrugate (muestra 02-24-07-00, 09-12-12-01; Bandini et al., 2008), en Formación Nambí (muestra 04-15-02-02, 05-31-01-02; Bandini et al., 2008) y en la Formación Sabana Grande (muestra 02-24-07-02, 03-23-05-02; Bandini et al., 2008).

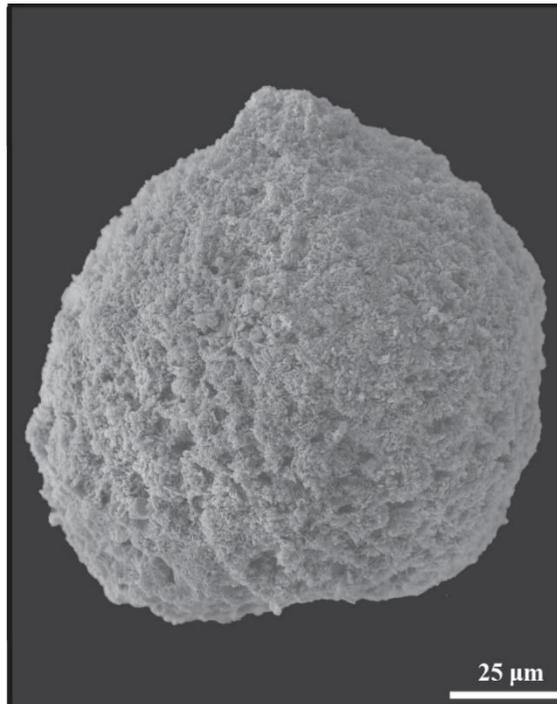


Figura 4.16: *Cryptamphorella* sp. aff *C. conara* de muestra RTSJ-3.

Familia WILLIRIEDELLIDAE Dumitrica, 1970

Género *Gongylothorax* Foreman 1968, emended Dumitrica, 1970

Gongylothorax* sp. aff *G. verbeeki

Lámina 2, fig. 1-3

1968 *Hemicryptocapsa conara* - Foreman, p. 35, lám. 4, figs. 11a y 11b

Holotipo: USNM, no. 157953; California, Formación Moreno, Localidad 1144; Cretácico Superior, Upper Maastrichtian (Foreman, 1968, lám. 4, figs. 11a, 11b).

Descripción general: Tórax grande e inflado con una abertura pequeña. El abdomen es grande de esférico a subesférico cuya superficie se encuentra dividida en áreas predominantemente hexagonales delimitadas por crestas afiladas, cada área con un poro pequeño y circular en el centro.

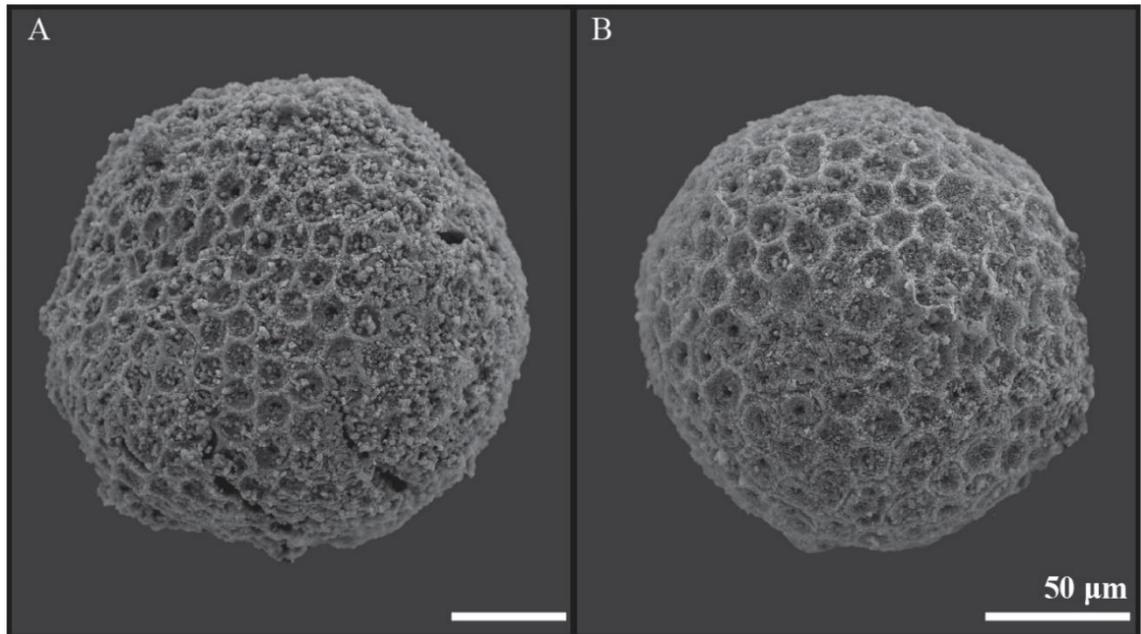


Figura 4.17: *Gongylothorax* sp. aff *G. verbeeki* de la muestra RTJI-11.

Familia WILLIRIEDELLIDAE Dumitrica, 1970

Género Foreman 1968, emended Dumitrica, 1970

Gongylothorax verbeeki (Tan Sin Hok, 1927)

Lámina 2, fig. 4; Lámina 3, fig. 9

1927 *Dicolocapsa verbeeki* – Tan Sin Hok, p. 44, lám. 8, figs. 40 y 41.

1968 *Gongylothorax verbeeki* – Foreman, p. 20, lám. 2, figs. 8a y 8c

- 1970 *Gongylothorax verbeeki* – Dumitrica, p. 57, lám. I, figs. 6a y 6b; lám. 2, figs. 7-10.
 1994 *Hiscocapsa verbeeki* Tan - O'Dogherty, p. 199, lám. 31, figs. 1-6.
 2004 *Gongylothorax verbeeki* (Tan Sin Hok, 1927) – Bragina, p. 382, lám. 36, fig. 8.

Holotipo: Muestra en las figuras 40 y 41 (Tan Sin Hok, 1927, lám. 8, figs. 40, 41).

Descripción general: Concha de dos segmentos con abdomen grande, entre subsférico y esférico. La superficie está formada por áreas hexagonales divididas por crestas muy marcadas. En el centro de cada espacio hexagonal, hay un poro circular pequeño con un borde que podría ser sobresaliente.

Observación: Para la Familia del género se utiliza la indicada en la referencia más reciente (Bragina, 2004).

Rango publicado: Cretácico Temprano (Tan Sin Hok, 1927), Santoniano/Campaniano - Maastrichtiano tardío (Foreman, 1968), Campaniano temprano (Dumitrica, 1970), Aptiano temprano – Aptiano tardío (O'Dogherty, 1994)

Rango compuesto: Aptiano – Campaniano.

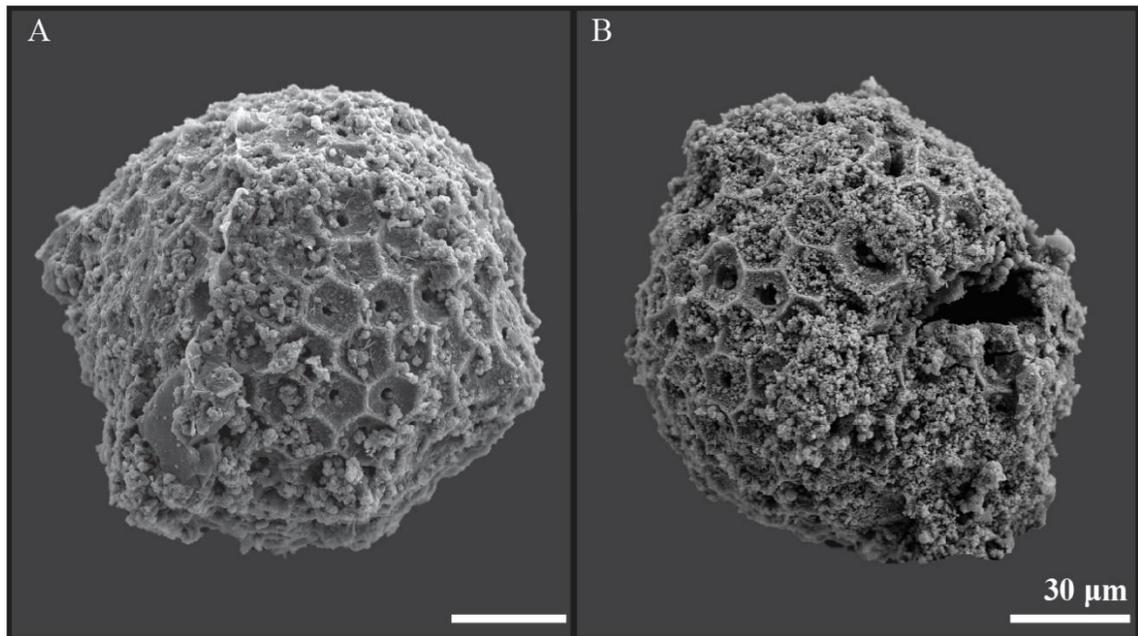


Figura 4.18. *Gongylothorax verbeeki*, A de muestra RTMT-3 y B de muestra RTJI-11.

Familia WILLIRIEDELLIDAE Dumitrica, 1970
 Género *Hemicryptocapsa* Dumitrica, 1970
Hemicryptocapsa polyhedra Dumitrica, 1970
 Lámina 1, fig. 14-15, 52-53

- 1970 *Hemicryptocapsa polyhedra* nov. sp. – Dumitrica p. 72, lám. 14, figs. 85a–c.
 1982 *Hemicryptocapsa polyhedra* Dumitrica. – Taketani, lám. 3, fig. 5.
 1994 *Hemicryptocapsa polyhedra* Dumitrica. – O’Dogherty, p. 215, lám. 35, fig. 26–30.
 2006 *Hemicryptocapsa polyhedra* Dumitrica. – Denyer y Baumgartner, fig. 7 – Q.
 2008 *Hemicryptocapsa polyhedra* Dumitrica. – Bandini, p.17, lám. 1, fig. 17; lám. 3, fig. 15.
 2011 *Hemicryptocapsa polyhedra* Dumitrica. – Bak, p. 87, fig. 43-E, F.
 2015 *Hemicryptocapsa polyhedra* Dumitrica. – Sandoval, p. 39, lám. 1, fig. 8.

Holotipo: Sur de Montes Cárpatos, Rumania (Dumitrica, 1970, p. 72, lám. 14, figs. 85a–c).

Descripción general: Concha grande, con superficie poligonal. Tórax, poroso, con la parte superior encerrada en la pared del abdomen y la inferior dentro de la cavidad abdominal. Abdomen globular con superficie dividida áreas poligonales que están limitadas por marcos afilados y altos.

Observación: Especie identificada en Formación Berrugate (muestra 09-12-12-01; Bandini et al., 2008) y Formación Sabana Grande (muestra 02-24-07-02; Bandini et al., 2008), en radiolaritas férricas (muestras KU02 y KU04; Denyer y Baumgartner, 2006), península de Nicoya, Costa Rica.

Rango publicado: Turoniano temprano (Dumitrica, 1970), Albiano tardío – Cenomaniano temprano (Taketani, 1982), Turoniano temprano (O’Dogherty, 1994), Coniaciano - Santoniano (Bandini et al., 2008) Cenomaniano medio a tardío (Bak, 2011).

Rango compuesto: Albiano tardío – Santoniano.

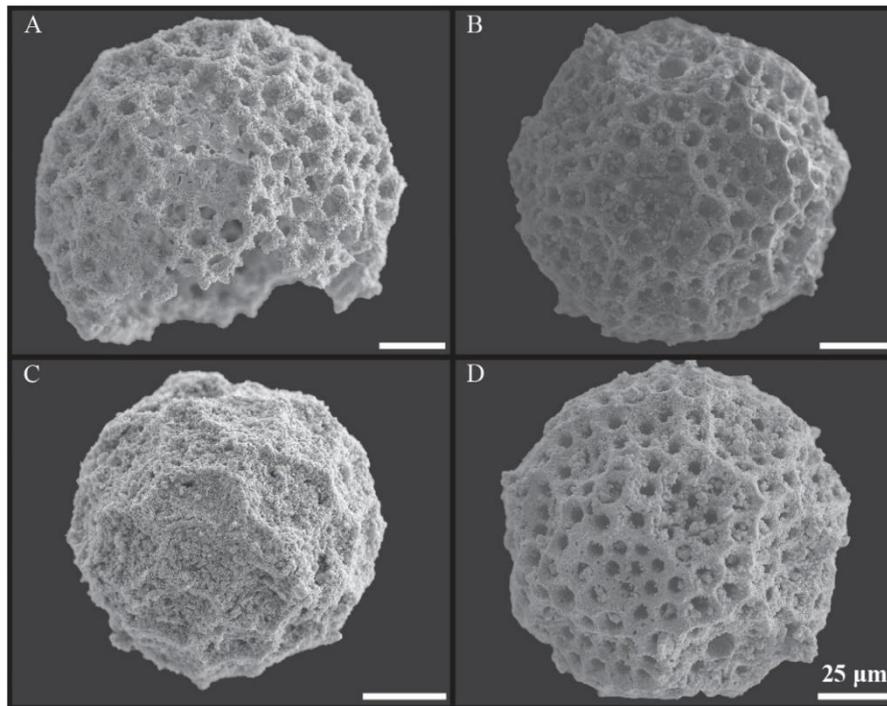


Figura 4.19: *Hemicryptocapsa polyhedra*, A y C de muestra RTSJ-3; B y D de muestra RTSJ-6.

Familia WILLIRIEDELLIDAE Dumitrica, 1970

Género *Holocryptocanium* Dumitrica, 1970

***Holocryptocanium* sp.**

Lámina 2, fig. 5; Lámina 3, fig. 6, 10

Observación: Concha compuesta internamente por tres cámaras encerradas completamente por el abdomen que es esférico o subsférico y se encuentra cubierto por poros distribuidos de manera uniforme.

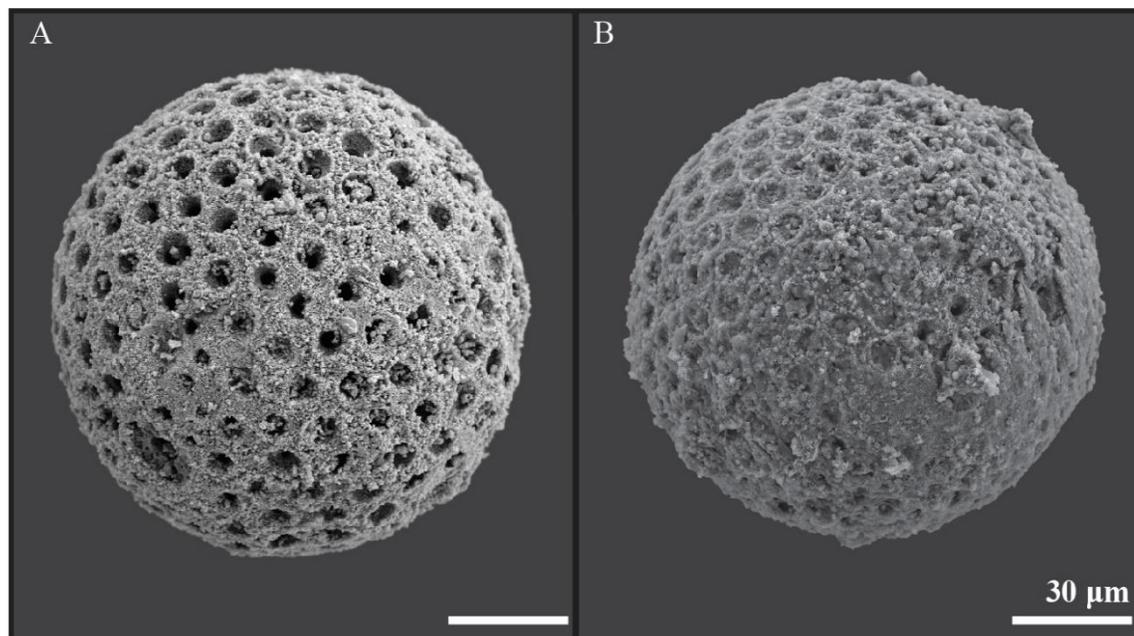


Figura 4.20: *Holocryptocanium* sp., A de muestra RTMT-3 y B de muestra RTJI-11.

Familia WILLIRIEDELLIDAE Dumitrica, 1970

Género *Holocryptocanium* Dumitrica, 1970

***Holocryptocanium barbui* Dumitrica, 1970, emend, herein**

Lámina 1, fig. 16-23, 50; Lámina 3, fig. 7

- 1970 *Holocryptocanium barbui* - Dumitrica, p. 76, lám. 17, figs. 105 - 108; lám. 21, fig. 136.
1988 *Holocryptocanium barbui* - Thurow, p. 401, lám. 5, figs. 5-8.
2001 *Holocryptocanium barbui* - Vishnevskaya, lám. 22, figs. 1-3; lám. 84, figs. 1-6.
2004 *Holocryptocanium barbui* - Bragina, p. S376, lám. 10, fig. 12; lám. 31, figs. 1-2.
2011 *Holocryptocanium barbui* - Bak, p. 88, fig. 43-I, J.

Holotipo: Colección personal de Dumitrica, no. 1477-7; Romania, localidad de Podu Dumbovitei.

Descripción general: El tórax es subsférico y está constituido por poros poligonales de diámetro igual o mayor que la distancia entre sí, con los vértices elevados en vista lateral. El tórax encierra

el abdomen y se encuentran conectados por estructuras largas y delgadas que se extienden desde la parte superior del tórax. La parte inferior del tórax termina con una abertura circular y, por lo general, con tres espinas masivas. El abdomen es esférico y está cubierto con pequeños poros redondeados, distanciados y dispuestos en patrones hexagonales a pentagonales.

Rango publicado: Cenomaniano (Dumitrica, 1970), Albiano temprano (Thurow, 1988), Albiano – Turoniano (Vishnevskaya, 2001), Cenomaniano medio a tardío (Bragina, 2004).

Rango compuesto: Albiano – Turoniano.

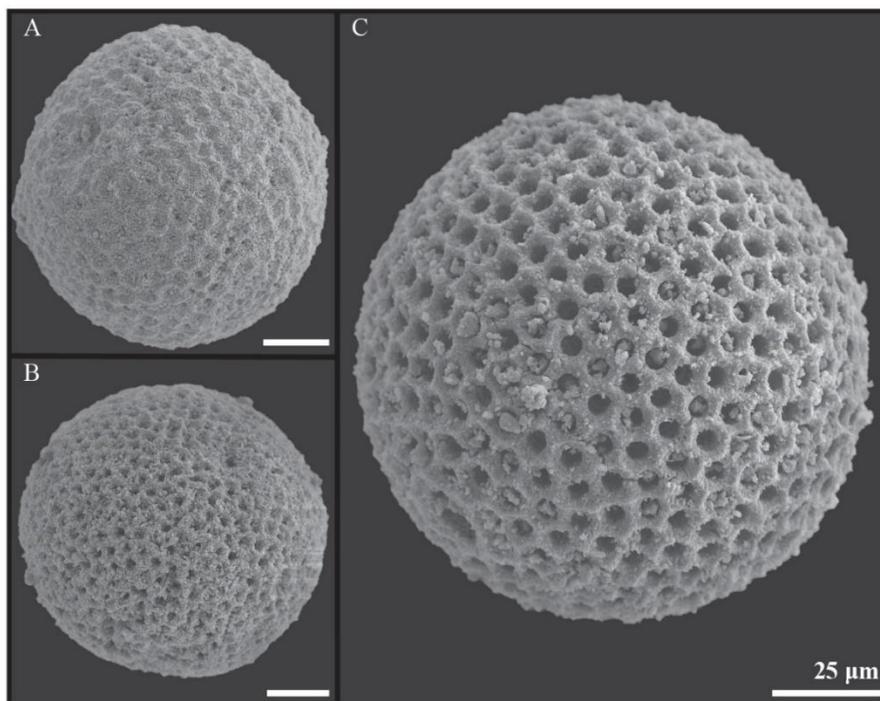


Figura 4.21: *Holocryptocanium barbui*, A y C de muestra RTSJ-3 y B de muestra RTSJ-6.

Clase POLYCYSTINA

Orden SPUMELLARIA

Familia ARCHAEOSPONGOPRUNIDAE Pessagno, 1973

Género *Archaeospongoprunum* Pessagno 1973

Archaeospongoprunum sp.

Lámina 1, fig. 54

Observación: Concha cilíndrica, elipsoidal o elipsoidal y lobulada con dos espinas polares; espinas polares trirradiadas o tetrarradiadas en sección axial, dispuestas longitudinalmente o en espiral. Apariencia esponjosa formada por marcos de poros poligonales dispuestos de forma concéntrica.

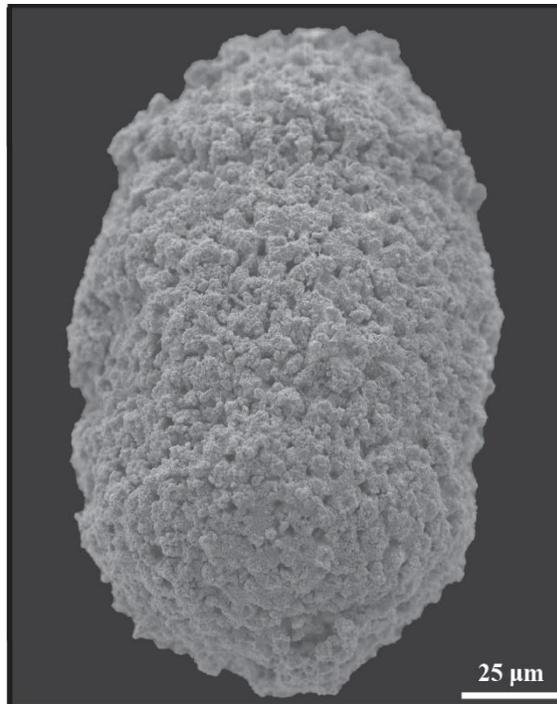


Figura 4.22: *Archaeospongoprunum* sp., muestra RTSJ-6.

Familia ARCHAEOSPONGOPRUNIDAE Pessagno, 1973
Género *Archaeospongoprunum* Pessagno 1973
Archaeospongoprunum sp. aff *A. triplum* Pessagno, 1973
Lámina 1, fig. 2

1973 *Archaeospongoprunum triplum* nov. sp. - Pessagno, p. 66, lám. 10, figs. 5 y 6;
lám. 11, figs. 1-3; 1976, p. 33, lám. 6, fig. 2.

Holotipo: Localidad NSF 483, secuencia del Gran Valle, en costa de California, Formación Yolo (Pessagno, 1973, lám. 10, fig. 5).

Descripción general: Concha con forma de cilindro elipsoidal compuesto por tres lóbulos separados por dos surcos suavemente marcados. Los bordes polares tienen espinas largas. Los poros son grandes y presenta una apariencia esponjosa.

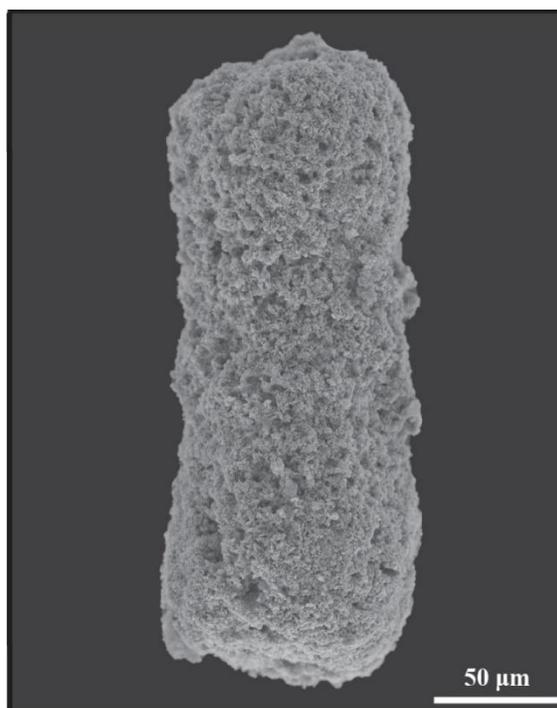


Figura 4.23: *Archaeospongoprunum* sp. aff *A. triplum*, muestra RTSJ-3.

Familia DACTYLIOSPHAERIDAE Squinabol, 1904

Género *Dactyliosphaera* Squinabol, 1904

Dactyliosphaera silviae Squinabol, 1904

Lámina 1, fig. 49

- 1904 *Dactyliosphaera silviae* nov. sp. - Squinabol, p. 196, lám. 4, fig. 3.
- 1975 *Dactyliosphaera silviae* Squinabol. - Dumitrica, text-fig. 2. 14.
- 1994 *Dactyliosphaera silviae* Squinabol. - O'Dogherty, p. 341, lám. 63, figs. 22–26.
- 2004 *Dactyliosphaera silviae* Squinabol. - Bragina, p. S429, lám.25, figs. 5–8
- 2011 *Dactyliosphaera silviae* Squinabol. - Bak, p. 133, fig. 60- I, J.
- 2015 *Dactyliosphaera silviae* Squinabol. - Sandoval, p. 28, lám. 2, fig. 15.

Holotipo: Norte de Italia, al sur de los Alpes Venecianos, Colli Euganei, localidad de Teolo (Squinabol, 1904, lám. 4, fig. 3).

Descripción general: Concha de contorno circular que puede llegar a tener de diez a doce espinas muy cortas que irradian en el mismo plano desde la periferia del disco compuesto por poros entre pentagonales a circulares. La superficies superior e inferior de la concha son convexas, siendo la parte central de la concha, grande y elevada rodeada por un surco estrecho y profundo.

Rango publicado: Albiano tardío – Turoniano temprano (Squinabol, 1904), Cenomaniano (Dumitrica, 1975), Cenomaniano (O’Dogherty, 1994), Albiano tardío– Cenomaniano tardío (Bragina, 2004).

Rango compuesto: Albiano tardío – Turoniano temprano.

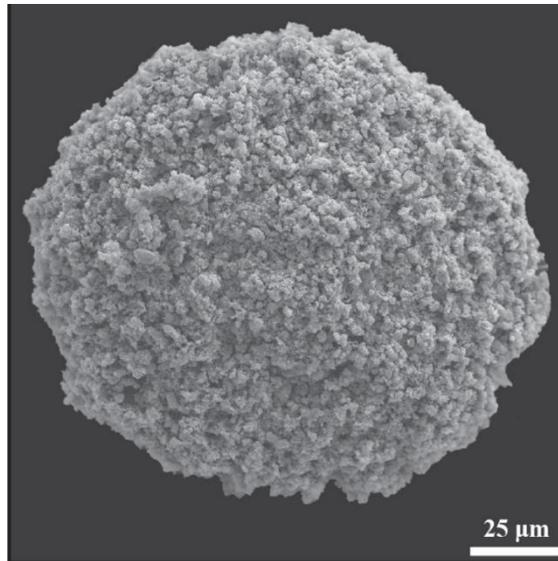


Figura 4.24: *Dactyliosphaera silviae*, muestra RTSJ-6.

Familia HAGIASTRIDAE Riedel 1971

Género *Crucella* Pessagno 1971

***Crucella* sp.**

Lámina 1, fig. 3

Descripción general: Concha cruciforme, con cuatro rayos. Sección transversal elíptica a rectangular, radios de igual longitud que se estrechan terminando en espinas concéntricas.

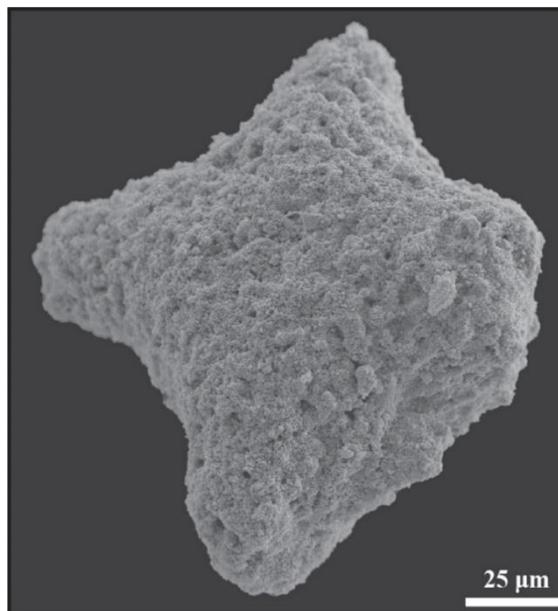


Figura 4.25: *Crucella* sp., muestra RTSJ-3.

Familia HAGIASTRIDAE Riedel 1971

Género *Crucella* Pessagno 1971

Crucella* sp. cf. *C. messinae

Lámina 1, fig. 4

- 1971 *Crucella messinae* n. sp. Pessagno, p. 56, lám. 6, figs. 1–3.
1994 *Crucella messinae* Pessagno. - O'Dogherty, p. 368, lám. 70, figs. 21–24; lám. 71, figs. 1 - 6.
2001 *Crucella* cf. *C. messinae* Pessagno. - Vishnevskaya, p. 158, lám. 114, fig. 10.
2004 *Crucella messinae* Pessagno. – Bragina, p. S417, lám. 23, figs. 1-2; lám. 38, fig. 5.
2015 *Crucella messinae* Pessagno. – Sandoval, p. 29, lám. 2, figs. 36, 39.

Holotipo: Localidad NSF 350, Formación “Fiske Creek”, costa de California (Pessagno, 1971, lám. 6, figs. 1–3).

Descripción general: Concha cruciforme con radios largos, con radios iguales en longitud con forma entre rectangular y elipsoidal que sostienen una espina central trigonal agudamente cónica. Los poros son tetragonales a pentagonales, dispuestos casi linealmente. La zona central se encuentra ligeramente inflada.

Rango publicado: Cenomaniano temprano (Pessagno 1971), Albiano medio – Turoniano temprano (O'Dogherty, 1994), Aptiano – Santoniano temprano (Vishnevskaya, 2001).

Rango compuesto: Aptiano – Santoniano temprano.

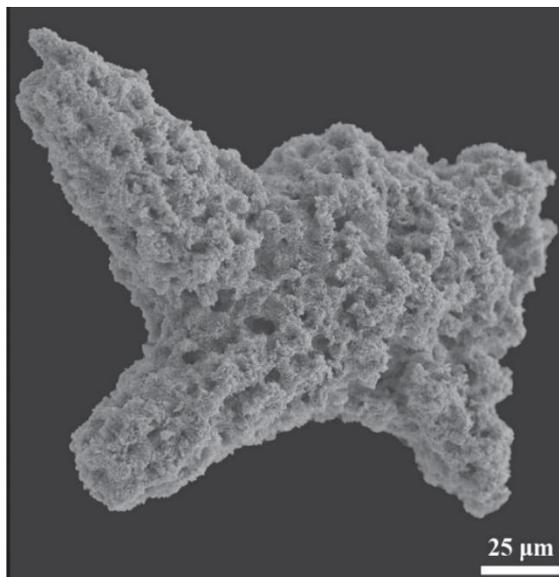


Figura 4.26: *Crucella messinae*, muestra RTSJ-3.

Familia PANTANELLIIDAE Pessagno, 1977c

Género PANTANELLIIDAE Pessagno, 1977c

***Pantanellium* sp.**

Lámina 1, fig. 24-25; Lámina 2, fig. 6

Descripción general: Concha elipsoidal, esférica, hasta subsférica con dos a seis espinas primarias robustas orientadas a lo largo de uno a tres ejes. Compuesta por marcos de poros poligonales. Dos o más estructuras radiales primarias que se extienden hacia afuera en espinas primarias de tamaño y forma variable.

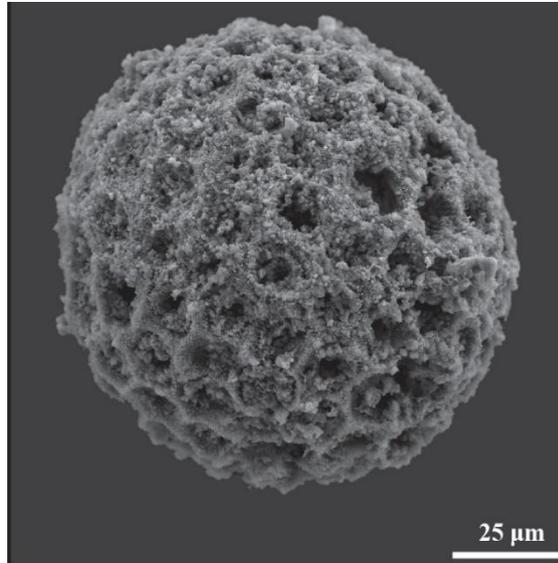


Figura 4.27: *Pantanellium* sp., muestra RTJI-11

Familia PRAECONOCARYOMMIDAE Pessagno, 1976

Género *Praeconocaryomma* Pessagno, 1976

***Praeconocaryomma* sp.**

Lámina 1, fig. 26-32

Descripción general: Concha cortical esférica con apariencia reticular compuesta de marcos de poros igualmente espaciados cada uno por una estructura denominada “mammas” que se interconectan por vigas largas. En algunos casos puede presentar espinas radiales que sobresalen del centro de “mammas”.

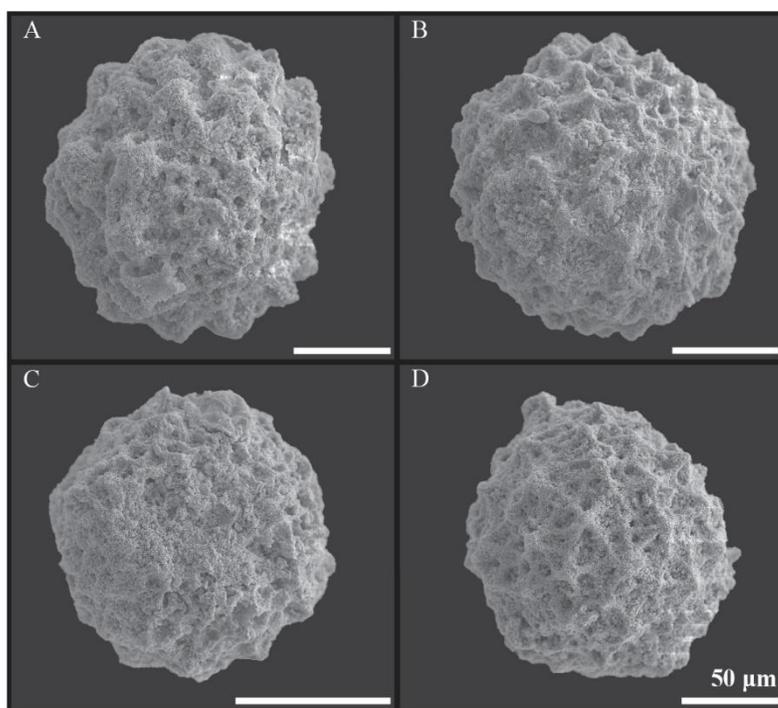


Figura 4.28: *Praeconocaryomma* sp., A, B, C y D de muestra RTSJ-3.

Familia PRAECONOCARYOMMIDAE Pessagno, 1976

Género *Praeconocaryomma* Pessagno, 1976

Praeconocaryomma universa Pessagno, 1976

Lámina 1, fig. 33-35

- 1976 *Praeconocaryomma universa* nov. sp. - Pessagno, p. 42, lám. 6, fig. 14–16.
 1982 *Praeconocaryomma universa* Pessagno. - Taketani, p. 47, lám. 1, figs. 3 a–b, 4; lám. 9, fig. 4.
 2001 *Praeconocaryomma universa* Pessagno. - Vishnevskaya, p. 179, lám. 21, fig. 3; lám. 24, fig. 1; lám. 97, fig. 1; lám. 113, fig. 5; lám. 125, fig. 1–2; lám. 126, fig. 1.
 2004 *Praeconocaryomma universa* Pessagno. - Bragina, p. 391, lám. 36, fig. 15
 2008 *Praeconocaryomma universa* Pessagno. – Bandini et al., p. 19, lám. 1, fig. 8, 19; lám. 4, fig. 8
 2011 *Praeconocaryomma universa* Pessagno. – Bak, p. 132, fig. D-E.
 2011a *Praeconocaryomma universa* Pessagno. – Bandini et al., lám. 12, fig. 14.
 2015 *Praeconocaryomma universa* Pessagno. – Sandoval, p. 28, lám. 1, fig. 39 – 40.

Holotipo: Localidad NSF 483, secuencia del Gran Valle, California, Formación Yolo (Pessagno, 1973, lám. 6, fig. 14).

Descripción general: Concha esférica con numerosas protuberancias cónicas, cada una con una espina triédrica. La forma de los poros es redondeada entre conos y elipsoidal sobre protuberancias cónicas (“mammas”).

Observación: Especie identificada en Costa Rica en Formación Berrugate (muestras 02-24-07-00, 09-12-12-01; Bandini et al., 2008) y Formación Sabana Grande (muestra 03-23-05-02; Bandini

et al., 2008). Además, en el Complejo Acrecional Santa Rosa (muestra CR-SE18.10; Bandini et al., 2011a).

Rango publicado: Coniaciano – Campaniano medio (Pessagno, 1976), Coniaciano temprano – Santoniano temprano (Taketani, 1982), Albiano – Campaniano (Vishnevskaya, 2001).

Rango compuesto: Albiano – Campaniano.

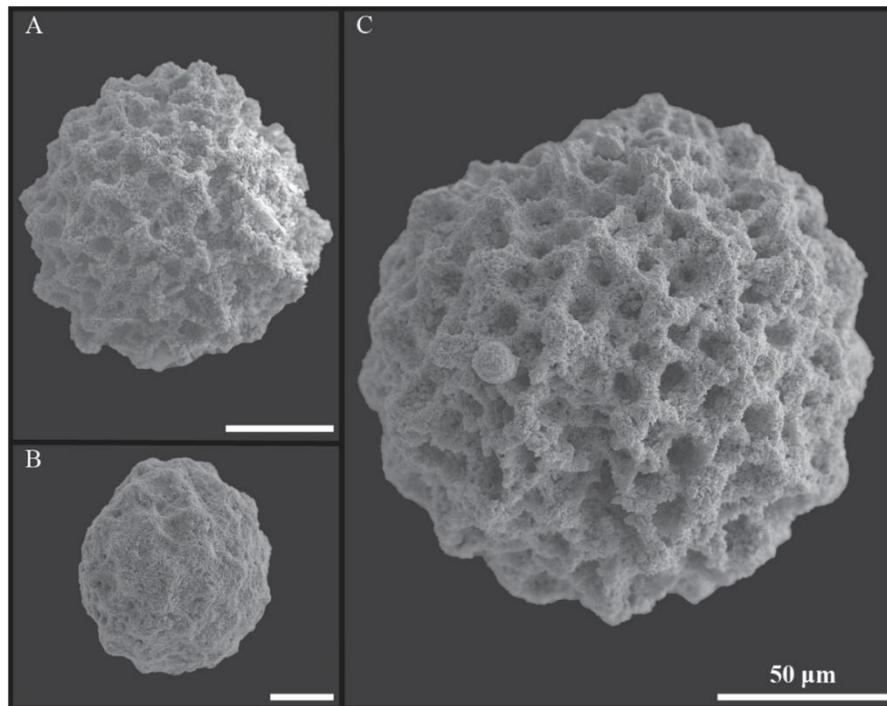


Figura 4.29: *Praeconocaryomma universa* A, B y C de muestra RTSJ-3.

Familia PSEUDOAULOPHACIDAE Riedel, 1967

Género *Pseudoaulophacus* Pessagno, 1963

***Pseudoaulophacus* sp.**

Lámina 1, fig. 36

Descripción general: Concha entre triangular y discoidal con la superficie cubierta por marcos de poros con disposición regular y concéntrica. La superficie inferior y superior son de moderadas a fuertemente convexas. Contiene espinas que irradian desde el área central, de las cuales la cantidad y el tipo llegan a ser muy variables.

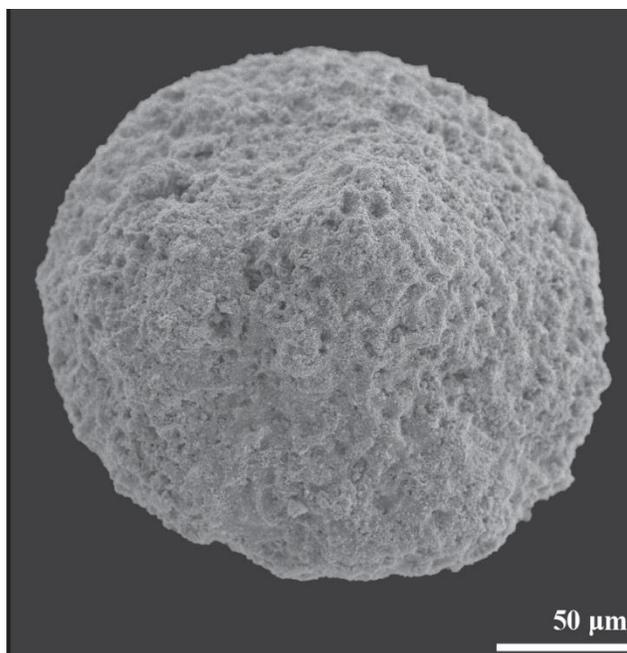


Figura 4.30: *Pseudoaulophacus* sp. de la muestra RTSJ-3.

Familia SPONGODISCIDAE Haeckel 1882

Género *Spongodiscus* Ehrenberg 1854

***Spongodiscus* sp.**

Lámina 1, fig. 51

Descripción general: Concha en forma de disco de contorno circular que tiene una amplia zona central y una apariencia esponjosa con marcos de poros tetragonales, pentagonales y hexagonales. Pueden presentarse pequeñas espinas.

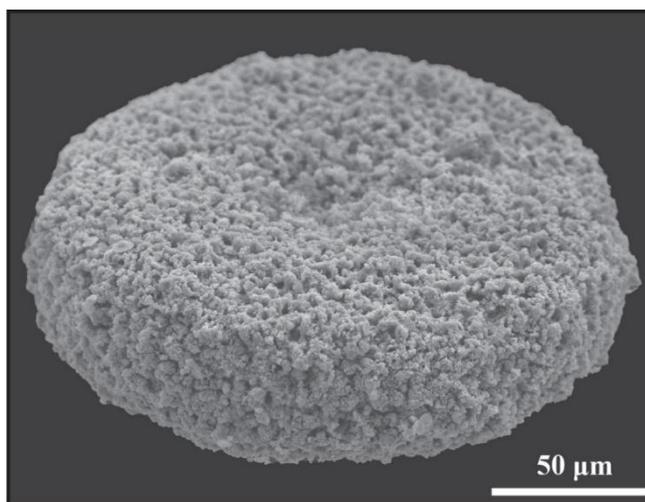


Figura 4.31: *Spongodiscus* sp., muestra RTSJ-6.

Familia XIPHOSTYLIDAE Haeckel 1881, emend. D.Weaver et al, 2001
Género *Triactoma* Rüst 1885 emend. Pessagno and Yang 1989
***Triactoma* sp.**
Lámina 1, fig. 48

Descripción general: Concha esférica, subesférica o cilíndrica que generalmente presenta entre tres y cuatro espinas que pueden tener ángulos de hasta 120° o estar situadas tetraédricamente; las espinas se componen de tres estructuras de crestas redondeadas con surcos anchos. Los poros son poligonales y con disposición regular.

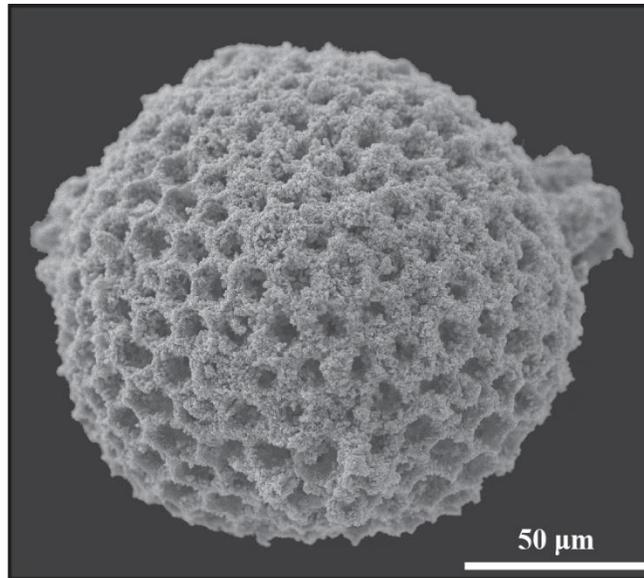


Figura 4.32: *Triactoma* sp., muestra RTSJ-3.

4.2 Bioestratigrafía de radiolarios

La preservación de los radiolarios en las muestras procesadas va desde baja, cuando se logra detectar la presencia del organismo radiolario, pero no es posible identificar el taxón, hasta moderada que sí permite el reconocimiento y la determinación de taxones. Estas diferencias de conservación se derivan de la recristalización debido a la transformación de sílice a cuarzo provocada por procesos como la diagénesis (sección 1.6). Es importante tener en consideración que, de acuerdo con los análisis realizados, las rocas radiolaríticas descritas en esta investigación, fueron parte de procesos metamórficos que provocan la recristalización de la roca, afectando tanto el contenido de radiolarios como la matriz, formando un pedernal con texturas de relleno de poro, que son típicas de procesos diagenéticos avanzados en condiciones termometamórficas (Gursky y Gursky, 1989). En el apéndice 5 se especifican los resultados obtenidos en cuanto al recobro de cada una de las muestras analizadas. Por cada muestra se indica cuales fueron revisadas en el MEB, el número de fotografías tomadas a distintos organismos radiolaríticos y la cantidad de radiolarios identificados a partir de las imágenes obtenidas.

Se han identificado alrededor de 32 taxones que se ilustran en las Láminas 1A, 1B, 1C, 2 Y 3 del subcapítulo 3.3. Para los taxones que se determinaron a nivel de especie, sus rangos estratigráficos se basan en datos de la literatura (ver Paleontología sistemática para edades y referencias). En general, los radiolarios observados conforman una acrozona concurrente de edad entre Albiano medio a Albiano tardío basada en la co-ocurrencia de las siguientes especies (figura 4.33): *Theocampe salillum*, *Diacanthocapsa euganea*, *Diacanthocapsa fossilis*, *Gongylothorax verbeeki*, *Pseudodictyomitra lodogaensis*, *Pseudodictyomitra pentacolaensis*, *Hemicryptocapsa polyhedra*, *Holocryptocanium barbui*, *Dactyliosphaera silviae* y *Praeconocaryomma universa*, donde además se confiere la presencia de *Stichomitra* sp. cf. *S. communis*, *Crucella* sp. cf. *C. messinae*, *Dyctiomitra* sp. cf. *D. formosa*.

CRETÁCICO										PERIODO				
Inferior					Superior					Época				
125	120	115	110	105	100	95	90	85	80	75	70	Ma		
Barremiano	Aptiano	Albiano	Cenomaniano	Turoniano	Coniaciano	Santoniano	Campaniano	Maastrichtiano	EDAD	Muestra / Sitio	ESPECIES	FIGURA	LÁMINA	
														RTSJ-3
											<i>Diacanthocapsa fossilis</i>	4.9	Lám. 1A, figs. 14-15	
											<i>Hemicryptocapsa polyhedra</i>	4.19	Lám. 1A, fig. 4	
											<i>Holocryptocanium barbui</i>	4.21	Lám. 1A/1B, figs. 16-20/21-23	
											<i>Praeconocaryomma universa</i>	4.29	Lám. 1B, figs. 33-35	
											<i>Pseudodictyomitra lodogaensis</i>	4.14	Lám. 1B, figs. 38-39	
											<i>Pseudodictyomitra pentacolaensis</i>	4.15	Lám. 1B, fig. 40	
											<i>Theocampe salillum</i>	4.5	Lám. 1C, figs. 45-47	
									RTSJ-6		<i>Dactyliosphaera silviae</i>	4.24	Lám. 1C, fig. 49	
											<i>Holocryptocanium barbui</i>	4.21	Lám. 1C, fig. 50	
											<i>Hemicryptocapsa polyhedra</i>	4.19	Lám. 1C, figs. 52-53	
									RTJ-11	JICARAL	<i>Gongylothorax verbeeki</i>	4.18	Lám. 2, fig. 4	
											<i>Pseudodictyomitra lodogaensis</i>	4.14	Lám. 2, fig. 7	
									RTMT-3	MONTEZUMA	<i>Holocryptocanium barbui</i>	4.21	Lám. 3, fig. 7	
											<i>Gongylothorax verbeeki</i>	4.18	Lám. 3, fig. 9	

Figura 4.33: Acrozona concurrente de los organismos identificados en las muestras de radiolarita intralava.

4.2.1 San Juanillo

San Juanillo constituye el sitio con mayor recuperación de radiolarios en las muestras, los cuales presentan una preservación entre baja y moderada. De las 15 muestras procesadas, se logra la recuperación de radiolarios en las muestras RTSJ-3, RTSJ-4B, RTSJ-6, RTSJ-7 y RTSJ-12.

La muestra RTSJ-3 corresponde con el Nivel 1 de radiolaritas identificadas en la sección, lo que quiere decir que representa la parte superior de la secuencia y constituye la muestra con mayor cantidad de especies identificadas. Dentro de esta muestra se determina la presencia de los géneros: *Archaeodictyomitra*, *Crucella*, *Diacanthocapsa*, *Dictyomitra*, *Foremanina*, *Pantanellium*, *Praeconocaryomma*, *Pseudoaulophacus*, *Pseudodictyomitra*, *Rhopalosyringium*, *Stichomitra* y *Triactoma*. En cuanto a las especies, se identifican: *Archaeospongoprunum* sp. aff. *A. triplum*, *Crucella* sp. cf. *C. messinae*, *Cryptamphorella* sp. aff. *C. conara*, *Diacanthocapsa euganea*, *Diacanthocapsa fossilis*, *Hemicryptocapsa polyhedra*, *Holocryptocanium barbui*, *Praeconocaryomma universa*, *Pseudodictyomitra lodogaensis*, *Pseudodictyomitra*

pentacolaensis, *Stichomitra* sp. cf. *S. communis*, *Theocampe salillum* y *Dactyliosphaera silviae*. Similar a esta muestra, se encuentran en RTSJ-6 los géneros sin especie: *Spongodiscus* y *Archaeospongoprimum* y las especies: *Hemicryptocapsa polyhedra* y *Holocryptocanium barbui* en el Nivel 3 de chert muy deformado color marrón a gris verdoso que encierra lentes brechosos.

A partir de los radiolarios identificados se determina una edad Albiano medio – tardío en este sitio, ya que corresponde con la acrozona concurrente entre los organismos tanto de la muestra RTSJ-3 como RTSJ-6. Específicamente, en la muestra RTSJ-6 es posible identificar un rango más amplio que va desde el Albiano medio hasta el Turoniano temprano.

En el caso de las muestras RTSJ-4, RTSJ-7 y RTSJ-12, del Nivel 2, 3 y 5, respectivamente, a pesar de recuperar restos de radiolarios e inferir que pertenecen al orden Spumellaria debido a su forma, no es posible realizar una identificación de géneros por su mala o incompleta preservación (figura 4.34), en donde la recristalización del sílice forma una cobertura que impide el reconocimiento de los organismos.

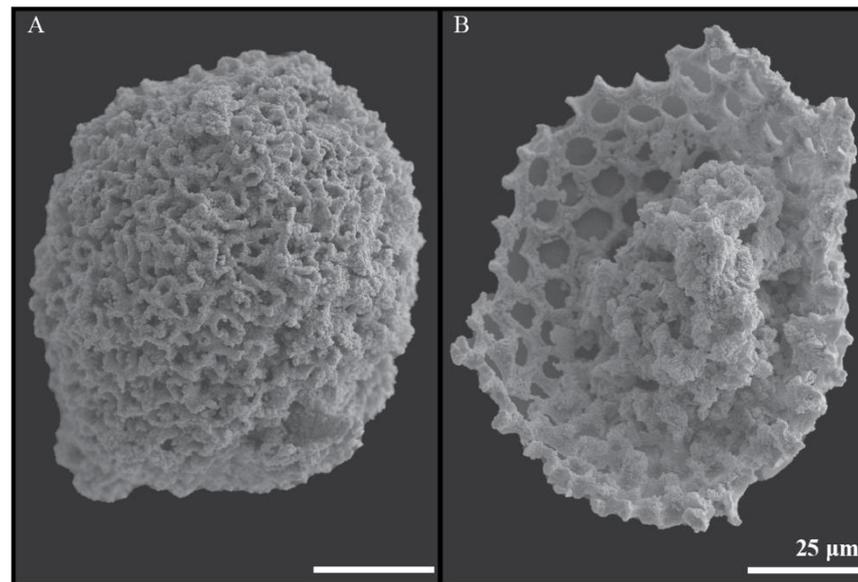


Figura 4.34: Ejemplificación de mala preservación de radiolarios en muestras. A: RTSJ-4, B: RTSJ-12.

4.2.2 Jicaral

De este sitio, se procesaron y entresacaron 11 muestras de las que obtuvo una cantidad baja de posibles esqueletos silíceos durante el proceso de entresacado, entre los cuales, al hacer la observación a detalle por medio del MEB, no se encuentran organismos reconocibles como

radiolarios o, de los que presentan una mala preservación, se deduce únicamente que corresponden al orden Spumellaria por su forma esférica (figura 4.35).

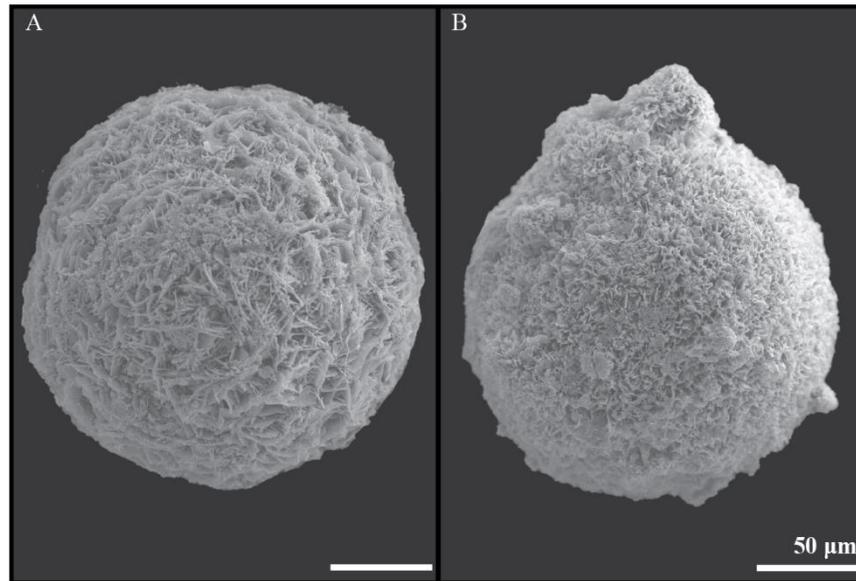


Figura 4.35: Material con mala preservación de las muestras del sitio Jicaral.

De las muestras recolectadas, se recuperaron especímenes reconocibles de radiolarios en la muestra RTJI-11 que corresponde con el bloque métrico ubicado a 225 m de distancia del afloramiento principal descrito en el Capítulo 3 (3.2). Se identifican las especies: *Amphipyndax* sp. aff. *A. stocki*, *Cryptamphorella* sp. aff. *C. conara*, *Dictyomitra* sp. cf. *D. formosa* *Holocryptocanium barbui* y *Gongylothorax verbeeki*. Además, se encuentran organismos propios de los géneros: *Holocryptocaniu* y *Stichomitra*, de los cuales no es posible determinar la especie. Con la determinación de especies de estas rocas, específicamente en la muestra RTJI-11, se delimita una edad Aptiano a Albiano medio – tardío.

De la muestra RTJI-6B, no se identifican radiolarios, pero se encuentra un organismo de foraminífero bentónico que puede corresponder con *Anomalina* sp. cf. *A. redmondi* Petters, 1954 (lámina 2, fig. 15; Dr. Daniel Rincón, comunicación personal, 2022). Para efectos de la presente investigación se incluye el organismo como material complementario, pero no se profundiza en su caracterización.

4.2.3 Montezuma

En la localidad de Montezuma se analizaron 10 muestras entre las cuales se identifican radiolarios en las muestras RTMT-1, RTMT-3, RTMT-7 y RTMT-9, con una preservación entre baja y moderada que permite la determinación de especies.

La muestra RTMT-3 pertenece a las capas radiolaríticas intralava que se encuentran en la base de la secuencia y en la que se identifica la presencia del género sin especie *Holocryptocanium*, así como las especies: *Cryptamphorella* sp. aff. *C. conara*, *Dictyomitra* sp. cf. *D. formosa*, y *Holocryptocanium barbui*. Para el caso de *Dictyomitra* sp. cf. *D. formosa*, se asigna un conferido ya que, a pesar de presentarse más de un esqueleto, estos no se logran observar completos, pero sí con una preservación moderada que permite el reconocimiento claro de las costillas, poros y segmentos que caracterizan la especie. De igual forma, también se encuentran organismos con una mala preservación que los hacen irreconocibles o que limitan la determinación de una especie.

En la muestra RTMT-1 que corresponde con las intercalaciones de chert rojo con niveles grises dentro de brecha basáltica, se identifica el género *Holocryptocanium* y la especie *Gongylothorax verbeeki*.

Dentro de la muestra RTMT-7 que representa el chert blanco dentro de la brecha basáltica y la muestra RTMT-9 que conforma los niveles de chert rojizo dentro de la caliza que se encuentra dentro de la misma brecha, no se identifican esqueletos reconocibles por su mala preservación, pero sí es posible determinar que se identifican restos tanto del orden Nassellaria como del orden Spumellaria debido a la forma segmentada y esférica, respectivamente.

Con la identificación de especies en la muestra RTMT-3, se determina un rango de edad que va desde el Albiano al Turoniano temprano.

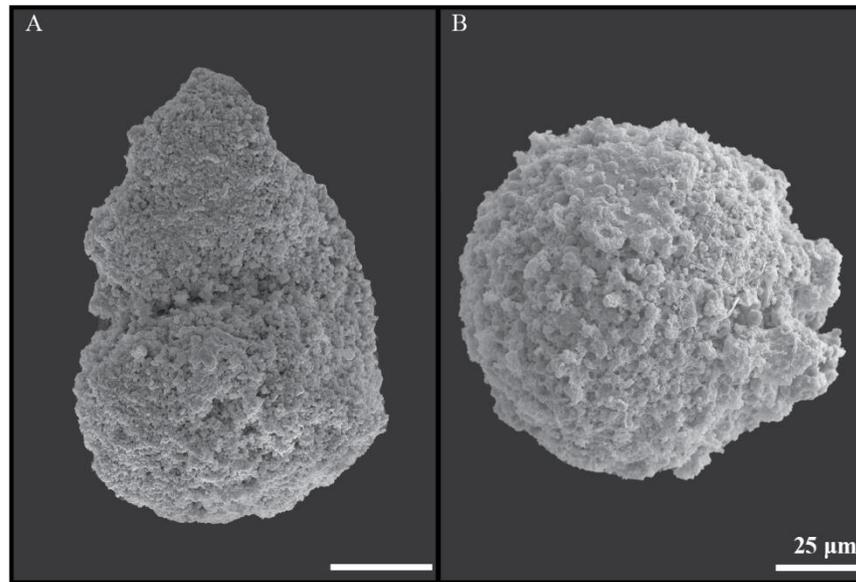


Figura 4.36: Material con mala preservación de las muestras del sitio Montezuma. A: organismo Nassellaria de la muestra RTMT-7, B: organismo Spumellaria de la muestra RTMT-9.

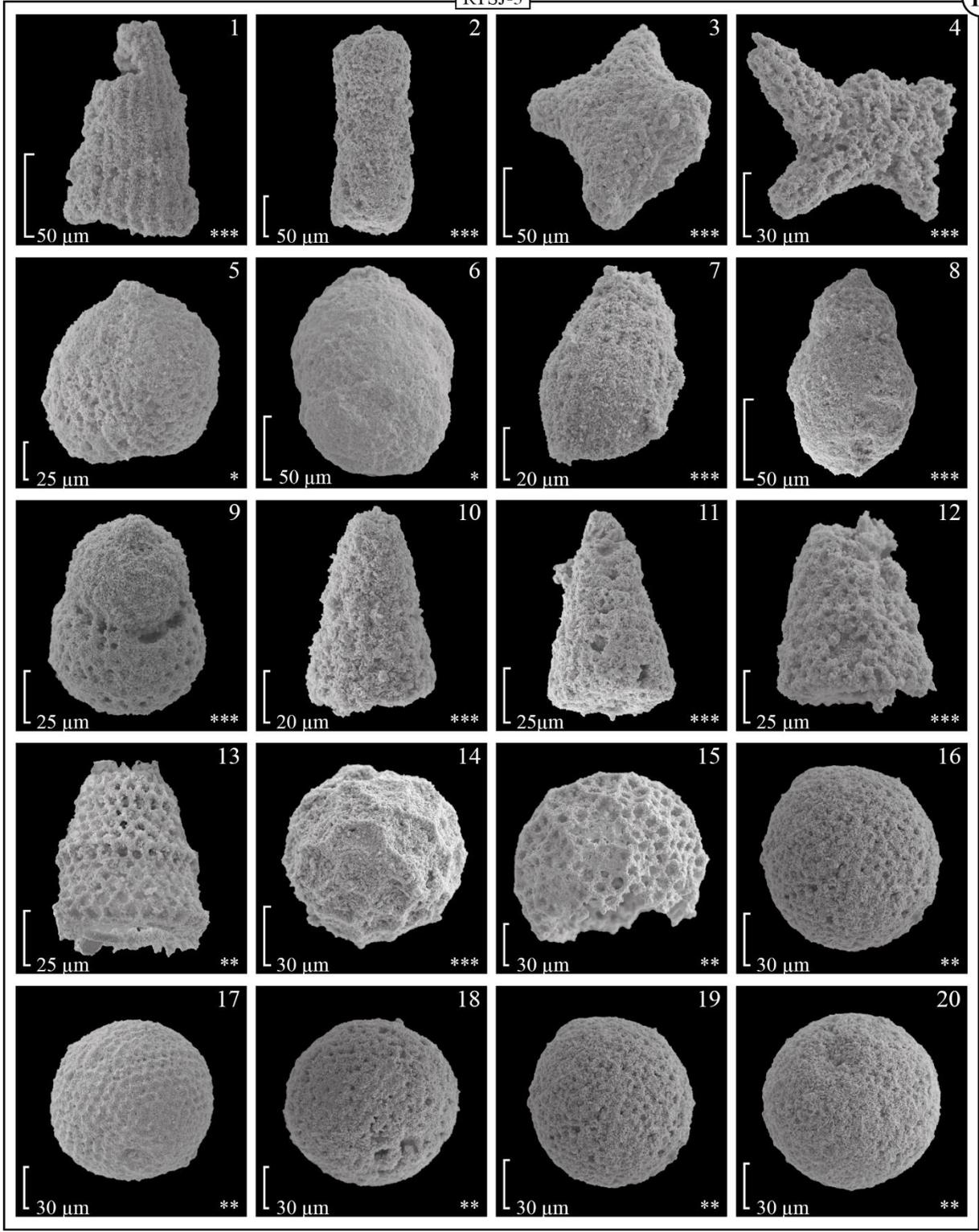
Como material complementario, se realiza el análisis de una muestra perteneciente a un estrato de radiolarita parcialmente erosionado (muestra MT-LOB-3), ubicado hacia el norte del sitio de estudio, aproximadamente en las coordenadas 513601E / 10734541N, en el cual se identifica la presencia de *Amphipyndax* sp. aff. *A. stocki*.

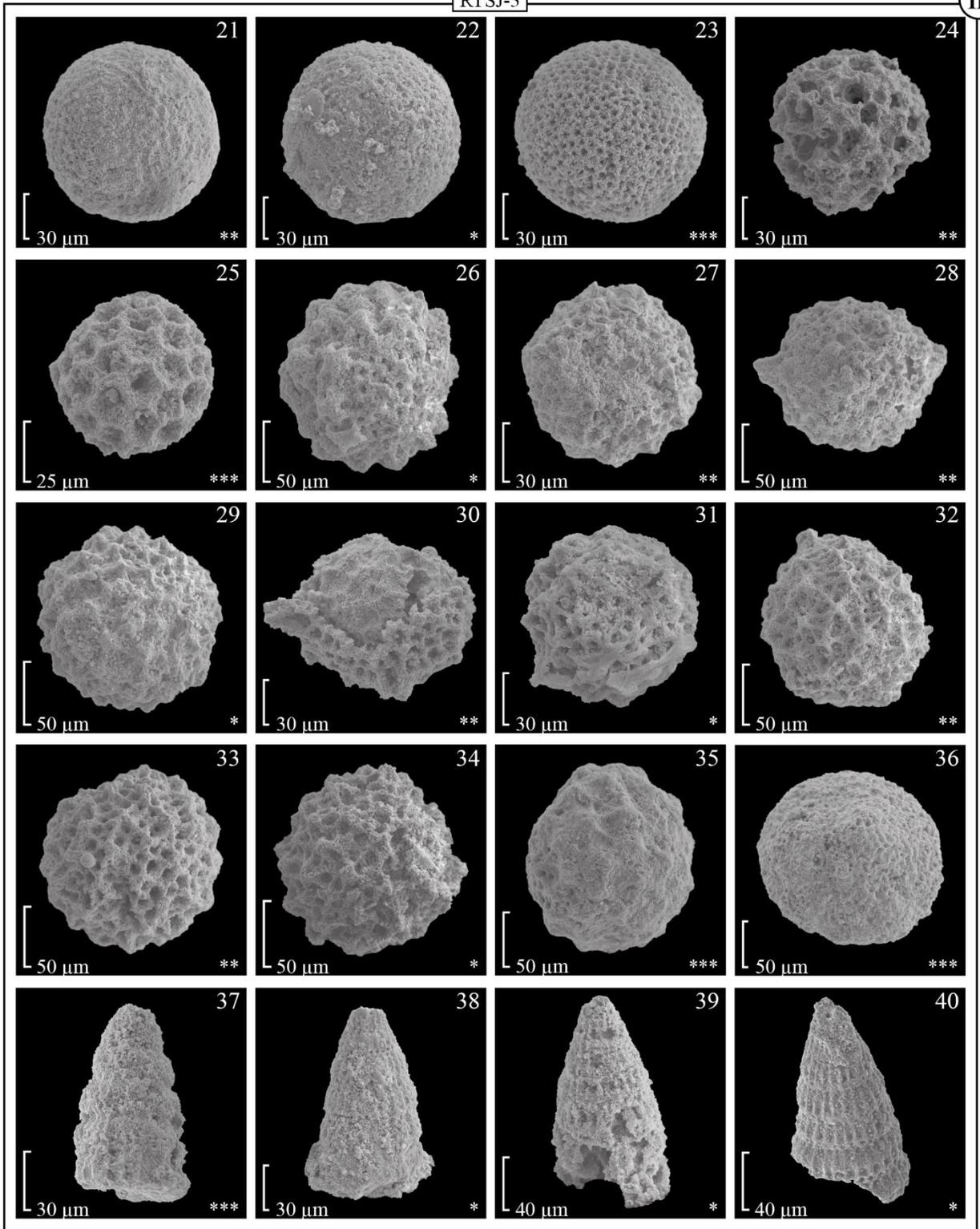
4.3 Láminas

LÁMINA 1 (A-B-C): *Sitio San Juanillo*

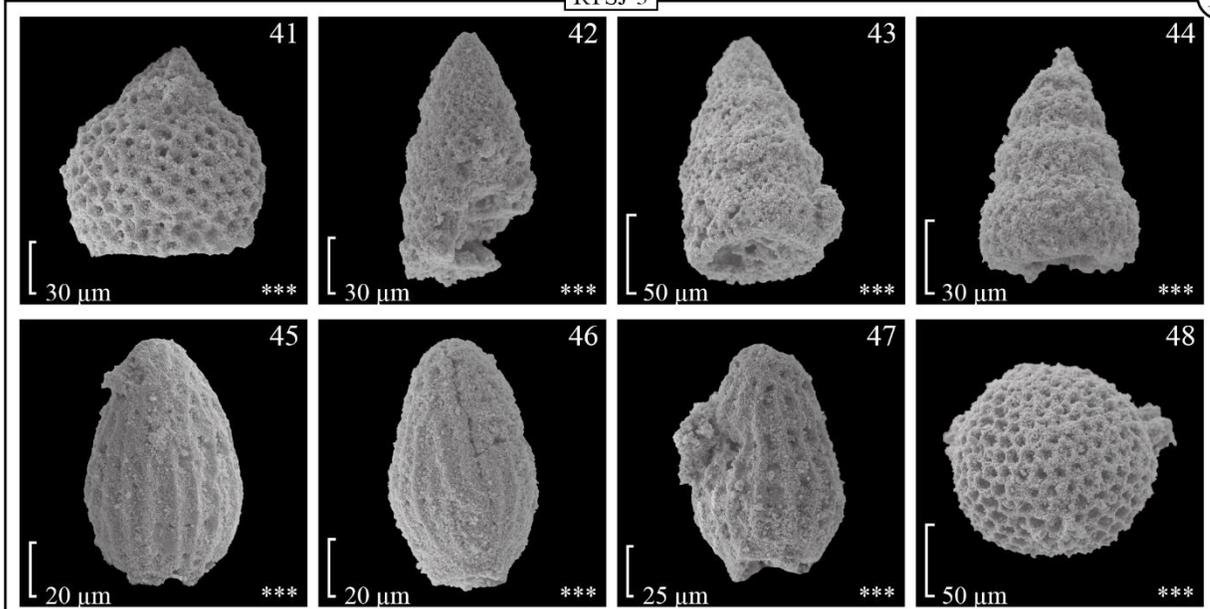
Cantidad de lavados de la muestra: 1= *, 2 = **, 3= ***

1. *Archaeodictyomitra* sp.
2. *Archaeospongoprunum* sp. aff *A. triplum* Pessagno, 1973
3. *Crucella* sp.
4. *Crucella* sp. cf. *C. messinae* Pessagno, 1971
5. *Cryptamphorella* sp. aff *C. conara* Foreman, 1968
- 6-7. *Diacanthocapsa* sp.
8. *Diacanthocapsa euganea* Squinabol, 1903
9. *Diacanthocapsa fossilis* Squinabol, 1904
- 10-12. *Dictyomitra* sp.
13. *Foremanina* sp.
- 14-15. *Hemicryptocapsa polyhedra* Dumitrica, 1970
- 16-23. *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, 1970, emend, herein
- 24-25. *Pantanellium* sp.
- 26-32. *Praeconocaryomma* sp.
- 33-35. *Praeconocaryomma universa* Pessagno, 1976
36. *Pseudoaulophacus* sp.
37. *Pseudodictyomitra* sp.
- 38-39. *Pseudodictyomitra lodogaensis* Pessagno, 1977c
40. *Pseudodictyomitra pentacolaensis* Pessagno, 1977c
41. *Rhopalosyringium* sp.
- 42-43. *Stichomitra* sp.
44. *Stichomitra* sp. cf. *S. communis* Squinabol, 1903b
- 45-47. *Theocampe salillum* Foreman, 1971
48. *Triactoma* sp.
49. *Dactyliosphaera silviae* Squinabol, 1904
50. *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, 1970, emend, herein
51. *Spongodiscus* sp.
- 52-53. *Hemicryptocapsa polyhedra* Dumitrica, 1970
54. *Archaeospongoprunum* sp.





RTSJ-3



RTSJ-6

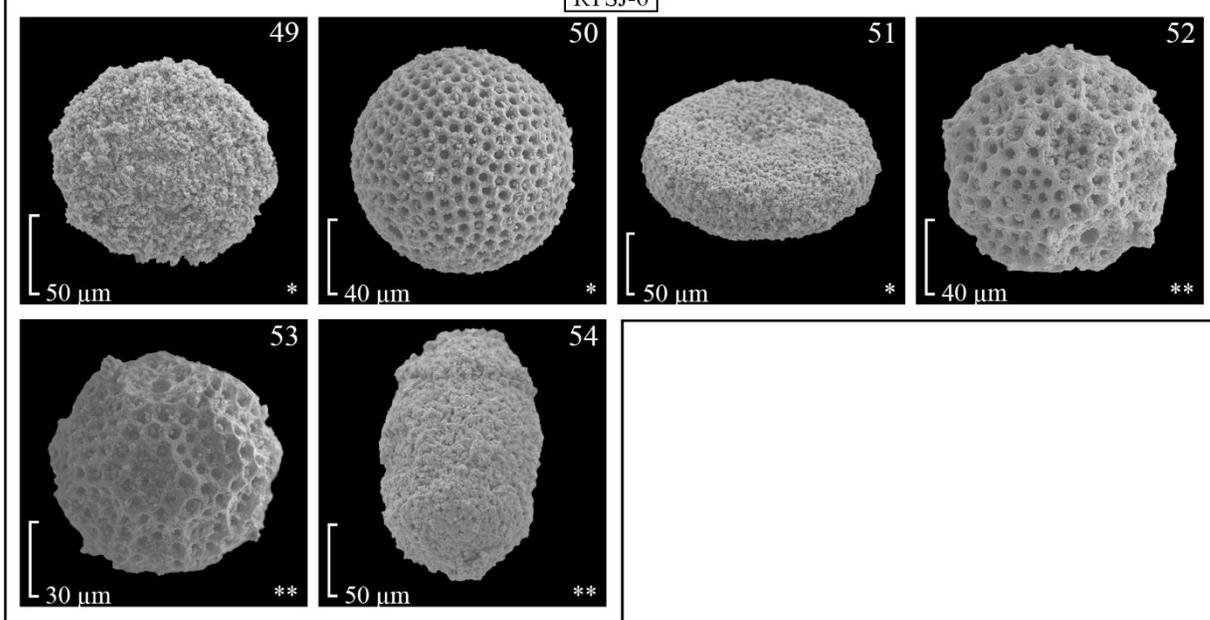


LÁMINA 2: *Sitio Jicaral*

Cantidad de lavados de la muestra: 1= *, 2 = **, 3= ***

- 1-3. *Gongylothorax* sp. aff. *G. verbeeki* Foreman, 1968
4. *Gongylothorax verbeeki* Foreman, 1968
5. *Holocryptocanium* sp.
6. *Pantanellium* sp.
7. *Pseudodictyomitra lodogaensis* Pessagno, 1977c
8. *Stichomitra* sp.
- 9-11. Molde interno *Nassellaria*
- 12-14. Molde interno *Spumellaria*
15. *Anomalina redmondi* Petters, 1954 (Foraminífero)

RTJI-11

2

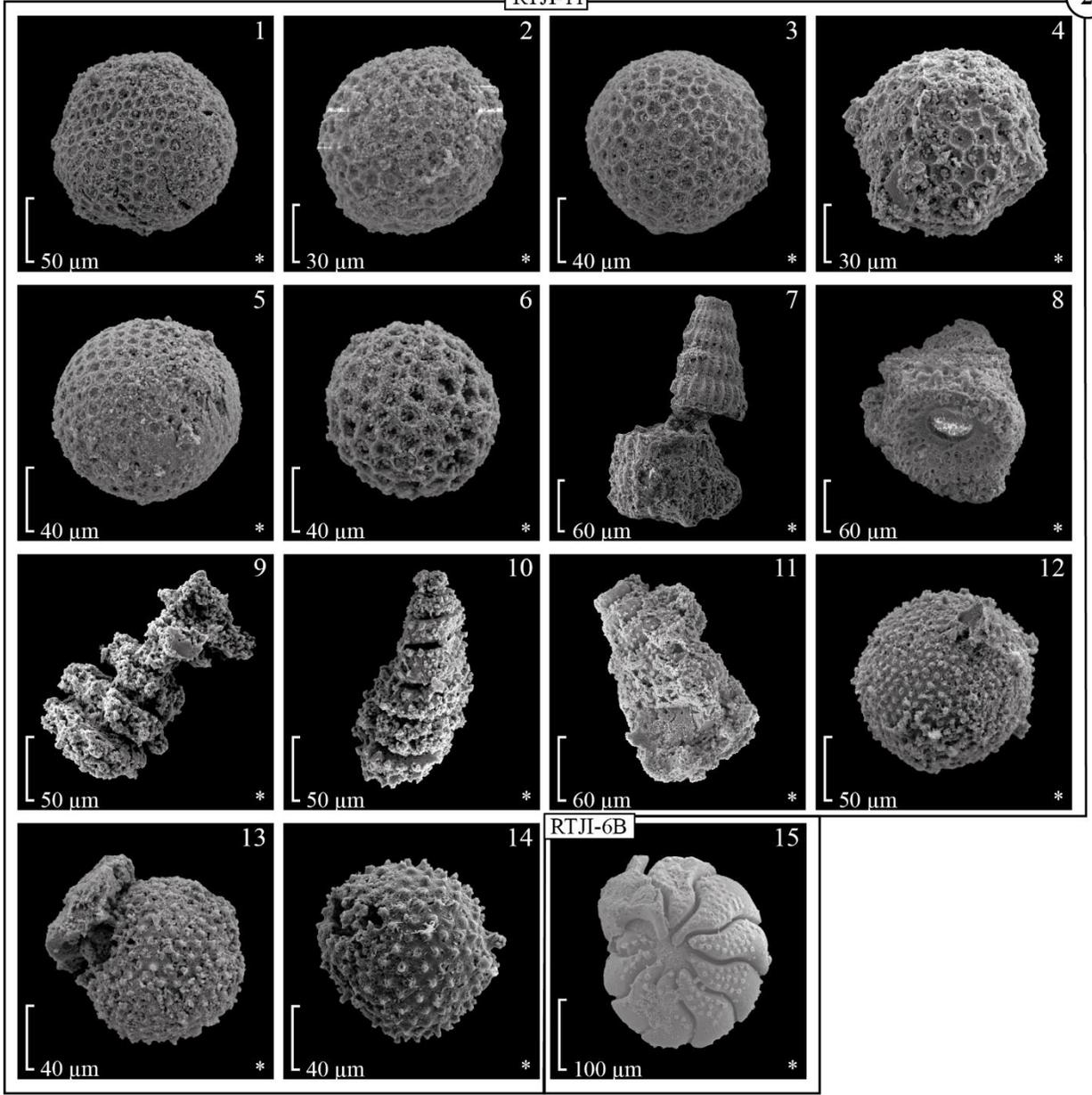
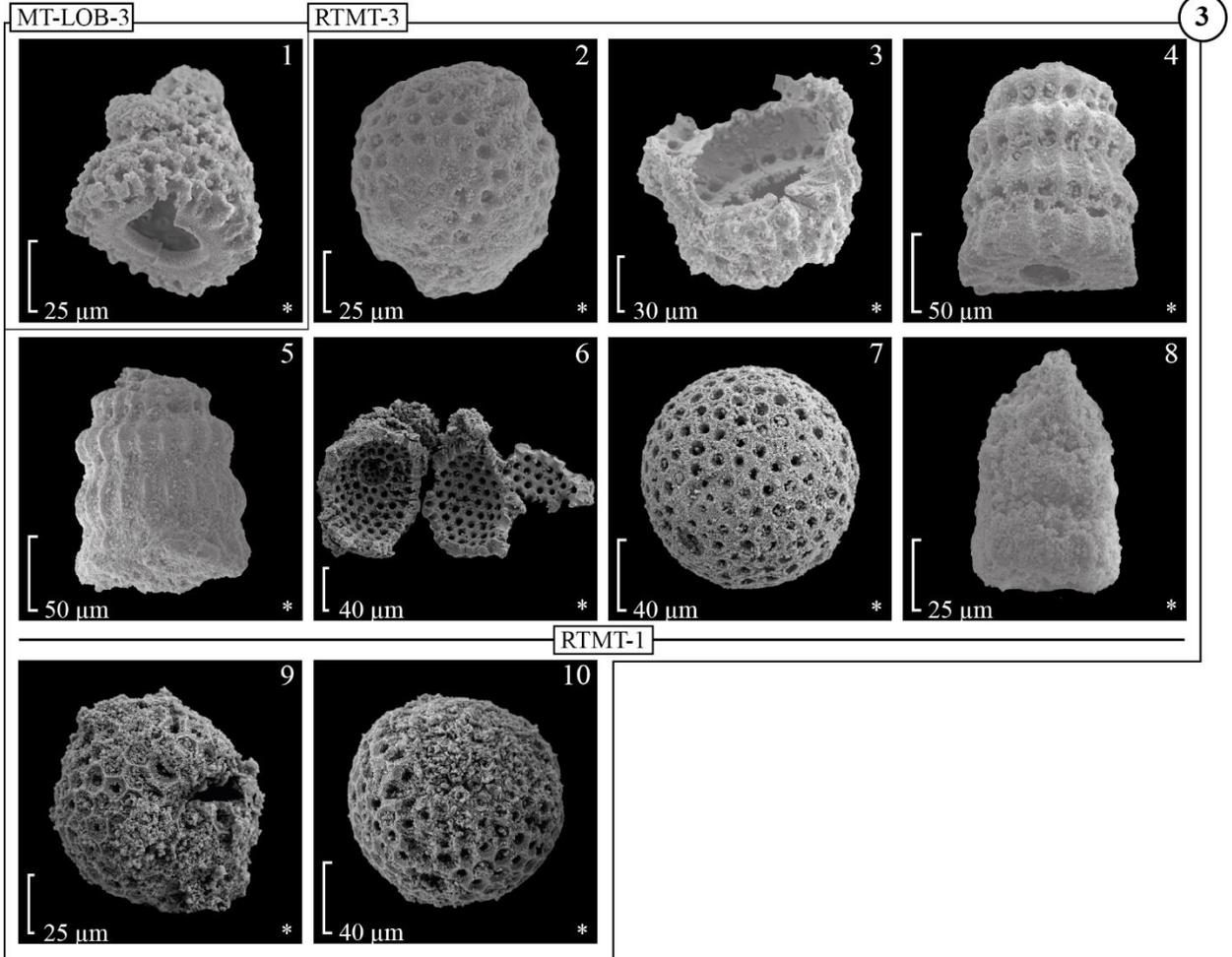


LÁMINA 3: *Sitio Montezuma*

Cantidad de lavados de la muestra: 1= *, 2 = **, 3= ***

1. *Amphipyndax* sp. aff *A. stocki* Campbell and Clark, 1944
2. *Cryptamphorella* sp. aff *C. conara* Foreman, 1968
- 3-5. *Dictyomitra* sp. cf. *D. formosa* Squinabol, 1904
6. *Holocryptocanium* sp.
7. *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, 1970, emend, herein
8. *Stichomitra* sp.
9. *Gongylothorax verbeeki* Foreman, 1968
10. *Holocryptocanium* sp.



5. Discusión de resultados

En general, la biocronología y paleoceanografía de América Central se relaciona con la interacción de períodos extensos y continuos de sedimentación silícea, formando principalmente capas estratificadas de chert (radiolaritas) y lutitas silíceas, intercaladas con diferentes terrenos oceánicos entre los que principalmente se encuentran grandes provincias oceánicas, montes submarinos o arcos intra-oceánicos. Estos paleoambientes de mar abierto, son zonas eutróficas, es decir, ricas en nutrientes y minerales que permiten la presencia de radiolarios y su acumulación posterior en donde, además, Baumgartner et al. (2018) consideran que se caracterizan por presentar plancton calcáreo escaso, que contribuye a un mayor desarrollo de radiolarios debido a que no presentan dificultad para sobrevivir porque no compiten con otros organismos para obtener su alimento.

En la presente investigación encontramos que en el sitio de San Juanillo y en la parte inferior de la secuencia de Montezuma, se da de igual forma una interacción de sedimentación silícea con rocas ígneas pero en un contexto depositacional distinto en donde el chert radiolarítico en lugar de encontrarse intercalado por medio de extensos estratos estratificados entre los basaltos, se encuentra dentro de las lavas en forma de lentes que se originaron por la caída de sedimentos blandos en períodos en los que se mantiene pausada la exhalación de lava, lo que permite la conformación del barro silíceo. Posterior a este lapso de acumulación, los sedimentos quedan enterrados bajo nuevos flujos de lava, donde la disposición nodular e irregular de las capas, demuestra la carga de este nuevo material ígneo que se emplaza aún cuando el material pelágico depositado se encuentra suave. En este contexto, en estas radiolaritas intralava es común la recristalización de la roca, la oxidación a hematita roja submicroscópica que genera el típico color rojizo y, por último, la silicificación por fluidos hidrotermales en los espacios de poro abierto que transforma el sedimento en chert o jaspe muy denso (Montgomery y Kerr, 2009).

El espesor delgado de las capas de chert radiolarítico del sitio San Juanillo, permiten establecer que tuvieron una tasa de depositación lenta que no genera la acumulación de gran cantidad de material. Además, existe la posibilidad de que, en ambientes como este, la erosión del fondo marino o la misma erosión magmática provoque pérdida importante de material que reduce el volumen de barro silíceo que se ha sedimentado. Otra posibilidad es que batimétricamente el sitio en el que se depositó el sedimento fuera relativamente alto, provocando la pérdida de material al

no ser una zona de acumulación. La presencia de flujos lávicos permite considerar la existencia de un fondo marino con una topografía muy irregular.

En cuanto a los sedimentos estratificados de radiolarita observados en Montezuma, estos presentan un mayor espesor, que se puede atribuir a distintas causas: a una tasa de sedimentación más rápida que permitió la acumulación de material en forma de estratos centimétricos entre las lavas, a que existieron rangos de tiempo más extensos en los que cesó la actividad magmática o a que es un sitio que es relativamente más bajo lo que permite una mayor acumulación de sedimento pelágico. Por otro lado, en este sitio también se encuentran bloques de radiolaritas muy deformados dentro de una brecha basáltica que corresponde con la Formación Puerto Carrillo descrita como brechas mal estratificadas que incluye bloques de la Formación Piedras Blancas caracterizada por sedimentos hemipelágicos con presencia de globotruncanas. Esta brecha contiene distintos bloques sedimentarios, todos de origen pelágico, por lo que su formación se puede relacionar a flujos provocados por actividad ígnea en un fondo oceánico en el que, de manera simultánea, existe un proceso de sedimentación pelágica que llega a verse afectado por estos flujos, interrumpiendo la sedimentación *in situ* y formando esta brecha basáltica, que por la forma y tamaño de los bloques que contiene, se infiere que estos no tuvieron un gran desplazamiento.

En ambos sitios, San Juanillo y Montezuma, se identifica que entre estas rocas sedimentarias y las rocas ígneas que las contienen, a pesar de que se puede diferenciar con facilidad el contacto, se presentan sutiles bordes de enfriamiento que se generan cuando el barro silíceo, al acumularse, entra en contacto con los flujos de lava que, aunque se encuentran en proceso de solidificación, mantienen calor que incide en la formación de la roca sedimentaria. De igual forma, es posible que, los sedimentos silíceos se depositen sobre material basáltico solidificado y debido a la actividad ígnea continua, sean las lavas las que se depositan sobre los sedimentos durante su proceso de formación de roca y de igual forma se generan los bordes de enfriamiento.

En caso de que no exista una diferencia topográfica importante, se puede considerar que estas rocas intralava son independientes a la posición geográfica ya que, en ambientes profundos en mar abierto, la sedimentación pelágica sobre corteza oceánica puede existir en cualquier ambiente marino con presencia de estos organismos planctónicos. Lo que sí es importante rescatar es que, propiamente en Costa Rica, anteriormente no se ha determinado la presencia de radiolaritas intralava con formación *in-situ* y que, además, coincidan con edades de radiolaritas encontradas

tanto en la península de Santa Elena como en la península de Nicoya, así como con los hallazgos de restos de amonites dentro de dicha península.

Para el caso de Jicaral, la recuperación de radiolarios propiamente en el sitio de estudio no tuvo resultados, pero sí se identifican algunos organismos en el bloque de radiolarita cercano el cual, por su cercanía y similitud a la litología descrita en la sección del afloramiento que caracteriza el sitio, se correlaciona de forma directa con estas rocas. Debido a la disposición de las rocas en el sitio Jicaral, en donde en la base se encuentra un conjunto de intercalaciones de estratos silíceos sobre los cuales se está una brecha compuesta por una matriz rojiza de apariencia radiolarítica con clastos de composición basáltica, existe ambigüedad en el contexto que pueda definir el sitio. A diferencia del sitio San Juanillo y del sitio Montezuma, en el afloramiento no se identifican rocas basálticas por lo que se considera que, en este caso, las intercalaciones de la base son rocas supra lava que por actividad tectónica se vieron afectadas por la brecha que las sobreyace y que podría corresponder con un gran bloque depositado gravitacionalmente.

Baumgartner et al. (2018), distinguen distintas categorías de sedimentos silíceos ricos en radiolarios entre las que se encuentran los sedimentos típicos de océano abierto que corresponden con las radiolaritas estratificadas generalmente rojas pero que también presentan colores verdes o negros, que se forman lejos de fuentes detríticas como arcos y continentes, donde las intercalaciones de chert y lutitas representan ciclos orbitales a corto plazo (20-100 mil años). La lutita representa el sedimento fino acarreado por el viento desde la superficie continental hasta las cuencas oceánicas abiertas. El chert refleja los episodios de alta productividad de radiolarios. Dentro de este grupo se encuentran tanto las radiolaritas manganesíferas (Bajociano a Bathoniano, Oxfordiano a Albiano), como las radiolaritas férricas (Coniaciano a Santoniano) datadas en el Complejo de Nicoya.

Por otro lado, existen conjuntos de roca que están directamente relacionadas con estas rocas ígneas pero que por sus características permiten ser diferenciadas de dichos complejos oceánicos como es el caso de la Formación Loma Chumico en la península de Nicoya compuesta por intercalaciones decimétricas a centimétricas de brechas y areniscas gruesas basálticas con areniscas finas y lutitas silíceas y bituminosas. Esta formación, presenta características sedimentológicas y paleoambientales que evidencian eventos anóxicos registrados a nivel mundial

y a su vez, aunque no pertenece propiamente a un complejo oceánico, constituye un conjunto de rocas muy importantes en la biocronología y paleoceanografía de Centroamérica.

Esta formación, corresponde con otra de las clasificaciones establecidas por Baumgartner et al. (2018), que describe un chert oscuro de color verdoso a negro relacionado con eventos anóxicos que se encuentran intercalados con lutitas negras en secuencias discontinuas y de poco espesor que pueden estar interestratificadas con calizas pelágicas. Dentro de la península de Nicoya esta categoría se identifica en la asociación de las facies bituminosas de la Formación Loma Chumico como se mencionó anteriormente, datada a partir de amonites con una edad Albiano Superior (Azema et al., 1979; Flores, 2003), relacionada con los eventos anóxicos del Cretácico (Astorga, 1997).

Las radiolaritas del Complejo de Nicoya se encuentran clasificadas en dos grupos constituidos por las radiolaritas manganésíferas y las radiolaritas férricas. Las radiolaritas manganésíferas se encuentran dispuestas en grandes bloques muy deformados y que, a pesar de estar muy alterados geotérmicamente, conservan radiolarios, moderadamente preservados, del Jurásico Medio al Albiano (Denyer y Baumgartner, 2006).

De estas radiolaritas ricas en Mn, en general se han identificado 3 rangos de edades. El conjunto más antiguo se ha datado en el Bajociano – Calloviano en el sitio conocido como Oratorio de Cartagena, al noroeste de la península. Posteriormente, están los radiolarios del Kimmeridgiano – Titoniano ubicados en Sardinal. Por último, constituyendo el conjunto más reciente se encuentran las rocas datadas como Valanginiano – Albiano en las localidades de Playa Real, Punta Conchal y el Francés.

Por su parte, las radiolaritas férricas que son contemporáneas a emanaciones de material ígneo se presentan en capas delgadas de colores rojizos hasta anaranjados, con horizontes de hematita y con una edad aproximada de Coniaciano – Santoniano, ubicadas en el noroeste, centro y sur de la península.

En gran cantidad de estudios anteriores, se ha considerado el Complejo de Nicoya como las rocas típicas propias de la Gran Provincia Ígnea del Caribe (CLIP, por sus siglas en inglés; en Dengo, 1962; 1985; Kuijpers, 1980; Sinton et al., 1997; Hauff et al., 1997), pero debido a la presencia de estos grandes bloques del Jurásico – Cretácico Inferior mucho más antiguos que La Gran Provincia

Ígnea del Caribe, Baumgartner et al. (2008) considera que estos bloques podrían ser evidencia de la formación del Plateau de Nicoya en el Pacífico de forma independiente al CLIP y que por su edad, puede coincidir con plateaus reportados en Colombia y Ecuador, mientras que las radiolaritas férricas representan el borde posterior al CLIP sensu stricto.

Por su parte, Madrigal et al. (2016) define que en general las Grandes Provincias Ígneas (LIPs, por sus siglas en inglés) emplazadas sobre las placas oceánicas llegan a engrosarse y esto las convierte en secciones flotantes de la litosfera que se encuentran propensas a procesos de colisión o acumulación y no a la subducción, por lo que logran alcanzar márgenes convergentes por medio de la expansión normal de las placas oceánicas que permite que, propiamente en el caso de la península de Nicoya, se preserven fragmentos de LIP que van desde la formación de la Placa del Pacífico (~170 Ma) hasta el último LIP del Pacífico (~90 Ma).

Por lo tanto, el Complejo de Nicoya en el sector noroeste del Pacífico del país, preserva terrenos de origen oceánico que contienen flujos de basalto en almohadilla con muy buena preservación y que representan tres eventos principales que son: Nicoya I en ~140 Ma, Nicoya II en ~120 Ma y Nicoya III en ~90 Ma (figura 5.1; Madrigal et al., 2016).

Como se mencionó anteriormente, estos terrenos oceánicos presentes en la península de Nicoya, han sido relacionados con el LIP del Caribe (CLIP; Dengo, 1962; 1985; Kuijpers, 1980; Sinton et al., 1997; Hauff et al., 1997), pero Madrigal et al. (2016) encuentra que las edades de los basaltos de Nicoya I y Nicoya II no son consistentes con el origen del CLIP ya que, de acuerdo a su firma geoquímica y a su asociación con lutitas negras asociadas a eventos anóxicos oceánicos globales, se relacionan con fragmentos de LIP de más antigüedad.

El evento Nicoya II ha sido analizado en las cercanías de la sección descrita del sitio San Juanillo, por lo que, haciendo una comparación con la datación realizada en la presente investigación para dicha localidad es coherente ya que a partir de la biocronología de radiolarios, se determina una edad menor a la de los basaltos de Nicoya II y mayor a la de los basaltos de Nicoya III, por lo que, propiamente estos sedimentos del sitio San Juanillo tienen un origen *in situ* durante este período en el que, aunque existe actividad ígnea, cesan las emanaciones de lava y permiten la acumulación de los sedimentos. Esta edad determinada para los basaltos del evento Nicoya II, a partir de basaltos en almohadilla cercanos a la base de la sección descrita, corresponde con ~120 Ma (Hornle et al, 2004).

El fallamiento normal observado en San Juanillo corresponde con la fase tectónica III identificada por Kuijpers (1980) pero, a raíz de la información disponible actualmente, se pueden proponer otros mecanismos de deformación en vez de un domo regional, tales como: A) fallamiento normal asociado a acortamiento vertical por enfriamiento de la corteza oceánica; B) fallamiento normal asociado a expansión del fondo oceánico cerca de una dorsal; C) fallamiento normal subordinado al fallamiento de rumbo neotectónico regional (Denyer et al., 2014). En cualquier caso, el orden relativo de eventos de deformación locales es primero basculamiento y después fallamiento, todo posterior al Cenomaniano, que es la edad de las radiolaritas en este trabajo. Considerando la tectónica que se conoce de la península, según el fallamiento neotectónico existente (Montero & Denyer, 2011), fallas con rumbos similares son de desplazamiento de rumbo dextral, mientras que, en San Juanillo, el componente de rumbo de esas fallas oblicuas es sinistral. Debido a esto, se descarta que sean fallas reactivadas al menos en la actual fase tectónica. La dirección de compresión dominante en la península ha sido desde N-S en el Cretácico hasta NE en la actualidad por lo que dicho rango de direcciones de compresión igual resultaría en un componente dextral para las fallas de San Juanillo, y no sinistral como se observó. Por lo tanto, se considera que es posible un fallamiento normal subordinado y exclusivamente durante uno de los regímenes N-S: en el Santoniano tardío-Campaniano temprano o en el Eoceno (Denyer et al., 2014, p. 122)

En cuanto a las radiolaritas del Jurásico, se consideran de gran importancia ya que aún su interpretación no se ha determinado con claridad y precisan de una amplia explicación en el contexto de tectónica de placas, en donde se ha logrado identificar una posible relación con las edades originadas en la evolución del Pacífico.

La existencia de estos bloques de radiolarita pueden ser indicativos de que estos afloramientos corresponde con rocas más profundas del Plateau de Nicoya en donde de un sustrato anterior se exhumaron radiolaritas del Jurásico y Cretácico que fueron retrabajadas en un plateau más joven (Baumgartner et al., 2008), lo cual, basado en la gran deformación tectónica que se presenta en las radiolaritas y no en las rocas ígneas que le rodean, permite afinar interpretaciones anteriormente realizadas en donde se propone como origen una disrupción de los sedimentos de una corteza hipotética debido a intrusiones del Plateau de Nicoya (Denyer y Baumgartner, 2006), pero en donde la deformación se debe considerar como anterior a la separación de su corteza ya que los

contactos, alterados hidrotermalmente, no presentan los pliegues identificados en los bloques de radiolarita.

Para estos bloques de radiolarita, se han presentado una variedad de interpretaciones con distintas procedencias. Por su naturaleza silícea, tienen mayor resistencia al ambiente y a las alteraciones magmáticas, que las rocas ígneas que los contienen, las cuales presentan composición máfica o ultramáfica caracterizada por un bajo contenido de sílice. Esta resistencia permitió que estos bloques se conservaran a pesar del desgaste por transporte a la largo de escarpes de falla en donde, por gravedad, terminan depositados en el fondo oceánico de un Plateau más joven, que, por su continua actividad, cubre y altera hidrotermalmente estos bloques (Baumgartner et al., 2008). Por su parte, Denyer y Baumgartner (2006) han considerado que estos bloques han sido retrabajados debido a la separación de su corteza original producto de flujos sucesivos que perturbaron el suelo, creando nueva corteza.

De acuerdo con la figura 5.1, se puede realizar una comparación de las radiolaritas del Complejo de Nicoya y las dataciones de basaltos (Denyer y Baumgartner, 2006), junto con terrenos acrecionales que muestran la actividad ígnea en la península de Nicoya (Madrigal et al., 2016).

Se puede observar que dentro de la península de Nicoya existe un conjunto de radiolaritas datadas entre 133 y 99 Ma, las cuales se encuentran muy deformadas y con pliegues isoclinales, ubicadas en los sectores de Huacas, playa Conchal y el Francés (figura 5.1).

A partir de los ensamblajes de edades obtenidos en la presente investigación, para el sitio Jicaral se estima una edad de Aptiano a Albiano medio, para el caso de Montezuma se determina un rango más amplio que va del Albiano al Turoniano temprano y, por último, en el sitio San Juanillo, debido a un mejor resultado en la recuperación de radiolarios, la edad estimada es del Albiano medio – tardío.

Considerando esto podemos ver como en el Complejo de Nicoya existen afloramientos de grandes dimensiones de radiolaritas predominantemente rojizas, estratificadas y afectadas tectónicamente que se relacionan con terrenos geológicos y ahora, con los resultados obtenidos en la presente investigación, se encuentran depósitos de una edad similar que no han sido descritos y que muestran peculiaridades que los distinguen de lo establecido anteriormente.

Tomando en cuenta estas diferencias de tamaño, disposición, estratificación y caracterización geotectónica y con la recopilación de información bibliográfica expuesta en esta investigación tanto la parte norte como para la parte central y sur de la península de Nicoya, junto con los resultados obtenidos en la presente investigación, se logran diferenciar dos sectores dentro de la península de Nicoya: Sector A y Sector B, como se observa en la figura 5.2.

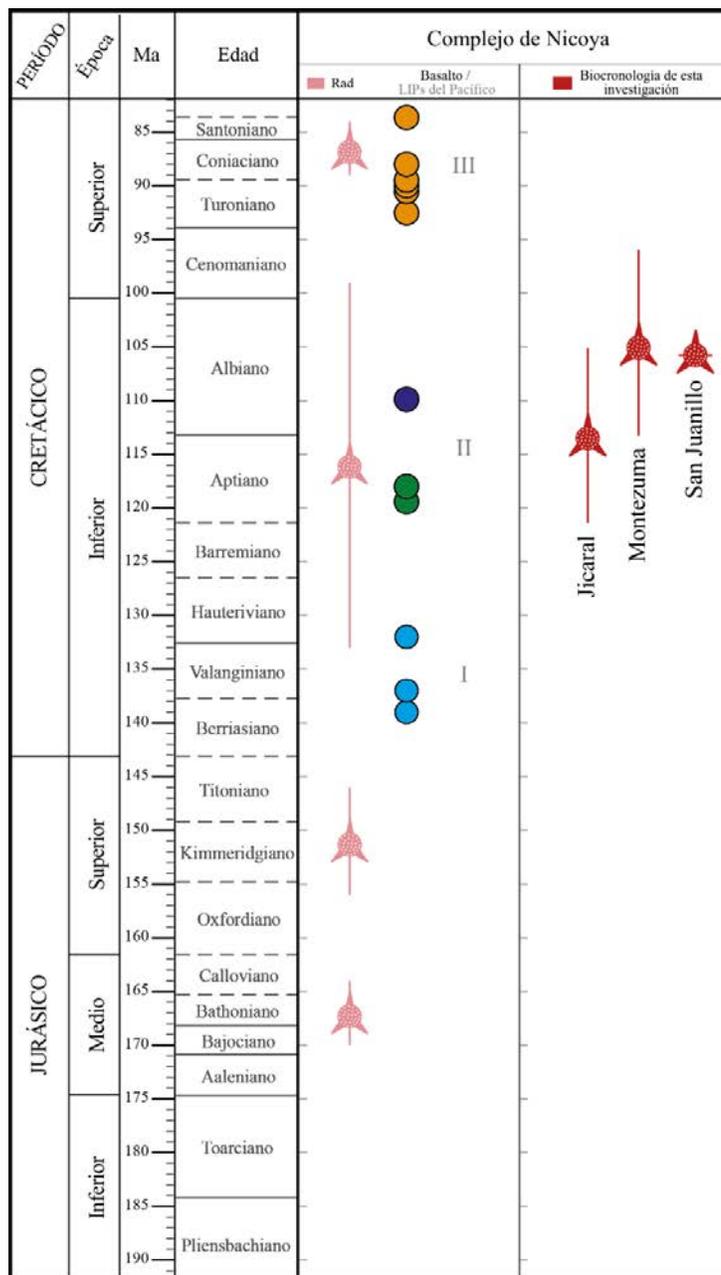


Figura 5.1: Sinopsis de eventos que caracterizan la cronología de la península de Nicoya. *Complejo de Nicoya:* los círculos celestes muestran los basaltos almohadillados de Nicoya en 140 Ma, los círculos verdes en 120 Ma, el círculo azul en 110 Ma y los círculos color naranja en 90 Ma; los símbolos de tres puntas color rosa corresponden con

radiolarios que indican las edades con sus respectivas barras de error; I, Nicoya I; II, Nicoya II y III, Nicoya III (con base en Alvarado et al., 1997; Sinton et al., 1997; Hauff et al., 2000; Hoernle et al., 2004; Madrigal et al., 2016). Los símbolos rojos de tres puntas representan las edades de radiolarios determinadas en la presente investigación para los distintos sitios en estudio.

El Sector A (figura 5.2), está caracterizado por las radiolaritas de gran extensión descritas típicamente como estratos rojos, centimétricos dispuestos de manera caótica producto de plegamiento cerrado tipo chevron e isoclinales, con variaciones de colores verdosos y blancuzcos (Denyer, Aguilar, & Montero, 2014) que, además, de acuerdo con su contenido mineral y biocronología, se dividen en radiolaritas manganesíferas y ferro-radiolaritas (Kuijpers, 1980; Denyer & Baumgartner, 2006). Dentro de este sector, se han realizado una gran cantidad de dataciones radiométricas que representan los tres eventos de LIPs del Pacífico descritos por Madrigal et al. (2016).

Por su parte, dentro del sector B se encuentran los tres sitios de interés del presente estudio, caracterizados por presentar rocas radiolaríticas de forma esporádica, de dimensiones entre centimétricas y métricas y con un depósito insitu relacionadas al Complejo de Nicoya. En este sector existe coincidencia entre las edades radiométricas determinadas y la biocronología de este estudio en donde, de acuerdo con esto, el origen de estas radiolaritas puede relacionarse con períodos de cese de la emanación magmática del evento Nicoya II. Además, es importante rescatar que la edad de los radiolarios determinada en el sitio San Juanillo concuerda con la edad de la Formación Loma Chumico sensu stricto (determinada a partir de amonites del Albiano) que, como se puede observar en la figura 5.2, aflora únicamente en el sector central y sur de la península por lo que la presencia y relación de la fauna y facies de la Formación Loma Chumico dentro del Sector B, podría representar diferencias batimétricas producto de la morfología de la cuenca.

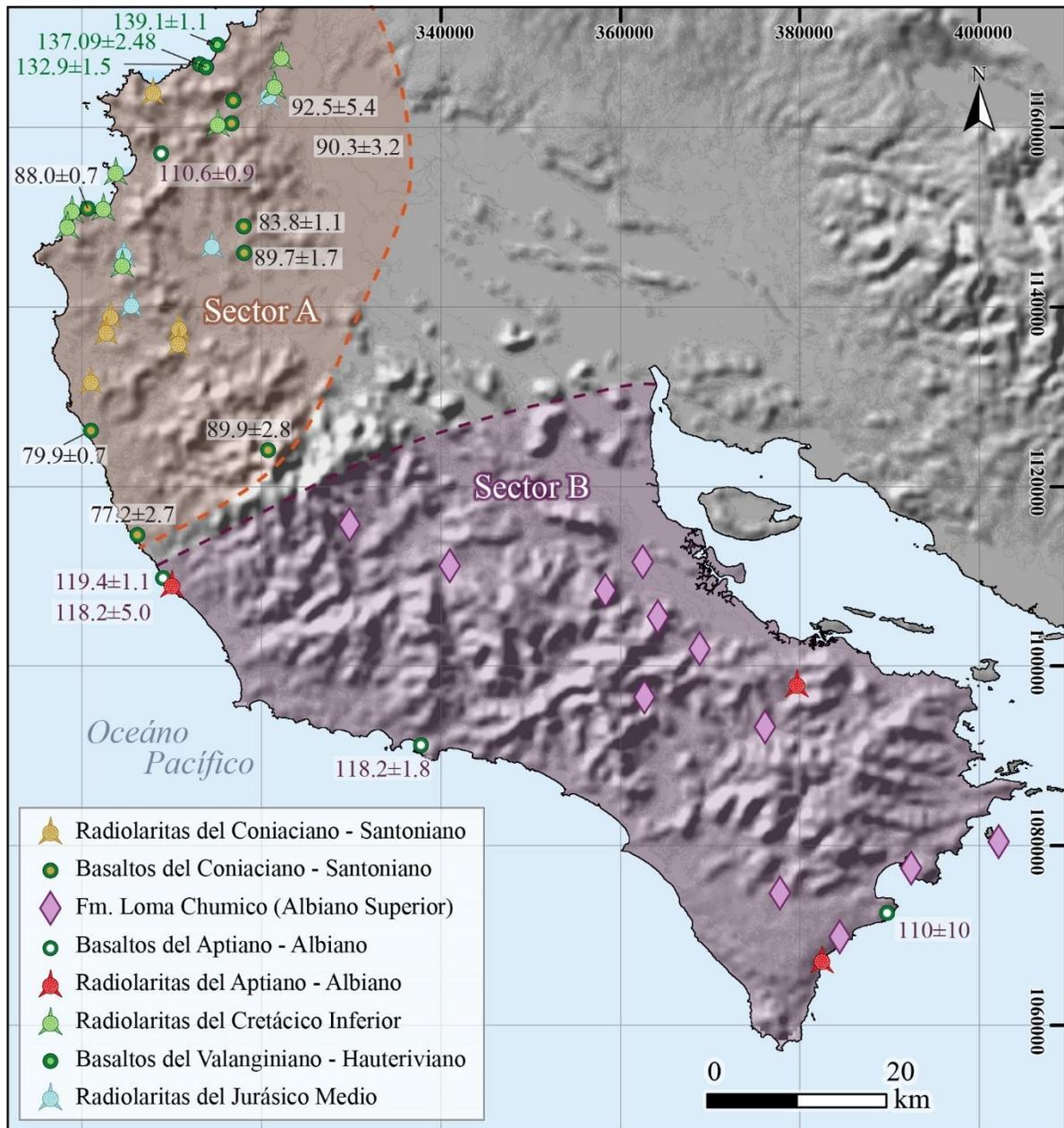


Figura 5.2: Delimitación del Sector A y Sector B de acuerdo con las características de las rocas radiolaríticas, las edades de los basaltos y la biocronología tomada de la bibliografía y la determinada en el presente estudio (con base en Flores, 2006). El Sector A se compone de los extensos afloramientos de radiolaritas rojas que presentan edades desde Jurásico hasta Cretácico y además, dentro de esta área se encuentran representados los tres eventos del LIP del Pacífico con dataciones radiométricas que van desde hace 139 Ma hasta lo más reciente que es 77 Ma. (edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: Alvarado et al., 1997; Sinton et al., 1997; Hauff et al., 2000; Hoernle et al., 2004 y Flores, 2006; radiolaritas: Denyer y Baumgartner, 2006). En el Sector B se encuentran los tres sitios estudiados en la presente investigación. Se logra identificar que las dataciones radiométricas, la Formación Loma Chumico y las edades determinadas en este trabajo, son congruentes entre sí y podrían ser evidencia de implicaciones geotectónicas.

6. Conclusiones

En los tres sitios, se determina que las secciones estudiadas pertenecen al Complejo de Nicoya, pero con un origen y una disposición diferente a lo que ha sido establecido en estudios anteriores:

Sitio San Juanillo: corresponde con la secuencia más representativa de las radiolaritas intralava, se identifica una secuencia de basaltos del Complejo de Nicoya con capas de radiolaritas que presentan una disposición nodular e irregular que evidencian que estas rocas son autóctonas y que se acumularon como sedimentos suaves en períodos con una duración aproximada de 10 – 20 Ma (Madrigal et al., 2016) en los que cesan las emanaciones de lava, permitiendo la consolidación del barro silíceo, que fue deformado en el sitio por la carga de los flujos de lava basáltica. Para este sitio se determina una edad Albiano medio – tardío.

Sitio Jicaral: se encuentra diferencia ya que no se evidencia una relación directa de esta sección con los basaltos por lo que se considera que, de acuerdo a la geología cercana a la zona de estudio, la base de la sección corresponde con rocas silíceas de composición radiolarítica que se depositaron sobre basaltos del Complejo de Nicoya y que se vieron deformadas por el posible emplazamiento de un bloque de brecha radiolarítica con clastos de basaltos depositado por efectos gravitacionales provocados por fallamiento. De igual forma, la identificación de radiolarios permite delimitar una edad Aptiano a Albiano medio – tardío para este sitio.

Sitio Montezuma: se identifica un caso similar al sitio de San Juanillo, en donde se encuentran intercalaciones de brecha basáltica con estratos y bloques de radiolarita intra-lava y, además, se reconoce en la parte superior de la sección, una brecha basáltica que contiene bloques de rocas sedimentarias originadas en un ambiente de sedimentación pelágica que pudo ser alterado por el depósito del material brechoso y que, con presencia de fósiles como *Inoceramus*, se evidencia una sedimentación del Cretácico. En este sitio se establece un rango de edad del Albiano al Turoniano temprano

Por primera vez se realiza la bioestratigrafía de radiolarios en afloramientos de radiolaritas intralava del Complejo de Nicoya en el sector sur de la península de Nicoya, en donde se identifican taxones de radiolarios que permiten el establecimiento de una acrozona concurrente para la determinación de edades.

Para el estudio bioestratigráfico, se procesaron 35 muestras donde, por medio del MEB, fue posible obtener un total de 170 fotografías de organismos con preservación entre baja y moderada que

hacen posible la identificación de 32 taxones de los cuales 10 se determinaron a nivel de especie: *Theocampe salillum*, *Diacanthocapsa euganea*, *Diacanthocapsa fossilis*, *Gongylothorax verbeeki*, *Pseudodictyomitra lodogaensis*, *Pseudodictyomitra pentacolaensis*, *Hemicryptocapsa polyhedra*, *Holocryptocanium barbui*, *Dactyliosphaera silviae* y *Praeconocaryomma universa*.

La acrozona concurrente sugiere una edad Cretácico Inferior tardío (Albiano – Cenomaniano) que es consistente con la datación de la secuencia como Aptiano (~120 Ma) obtenida por Hoernle et al. (2004) en la hialoclastita de San Juanillo.

La metodología utilizada en la presente investigación para la extracción de radiolarios de las muestras de roca, se considera exhaustiva ya que el tiempo y dedicación necesarios para la obtención de resultados, permite dilucidar el origen o las características de las rocas de forma detallada a partir de la taxonomía de radiolarios y en donde, aunque se lleguen a encontrar organismos que no son reconocibles, de igual forma constituye un resultado y posible indicador de procesos que han afectado el depósito de las rocas.

Se considera que el uso de los radiolarios como herramienta bioestratigráfica es esencial para determinar y esclarecer edades de las rocas y además, constituyen un instrumento de gran utilidad e importancia para el desarrollo de investigaciones ya que llegan a complementar distintos aspectos paleogeográficos, oceanográficos, paleoambientales, batimétricos, paleotectónicos, entre otros; siendo a la vez útil en la correlación bioestratigráfica de la región de Centroamérica-Caribe y circum-Pacífico.

Durante el desarrollo de la investigación, el levantamiento y análisis de los sitios estudiados, no se observan evidencias tectónicas claras que permitan realizar un modelo tectono-bioestratigráfico a partir de información estructural, pero se define la correlación del origen de las rocas y su edad a partir de los resultados bioestratigráficos.

A partir de la presente investigación, se ha encontrado que las radiolaritas estudiadas, que poseen dimensiones menores y características que difieren con la descripción estricta de estas rocas, corresponden con radiolaritas co-genéticas a las lavas del Complejo de Nicoya y se depositaron como sedimentos blandos en períodos en los que cesan las emanaciones de lava, permitiendo la acumulación del barro silíceo.

7. Recomendaciones

- Realizar más visitas de campo y muestreos que permitan enriquecer los resultados obtenidos en la presente investigación.
- Para el procesamiento de las muestras en el laboratorio, dejar la muestra en reposo con ácido fluorhídrico mínimo una semana y a partir de los resultados obtenidos, valorar si es necesario utilizar más o menos tiempo de reacción.
- Continuar con el uso de radiolarios como herramienta bioestratigráfica.
- Establecer una biozonación para la región, comparada con otros fósiles que tengan importancia bioestratigráfica y así complementar los resultados de las diferentes investigaciones realizadas.
- Desarrollar un análisis detallado de la tectónica regional, donde se puedan integrar datos y hacer correlaciones entre las distintas rocas.
- Continuar con la investigación de este tipo de rocas y afloramientos para contribuir en la determinación de edades en sitios en los que no se han realizado estudios micropaleontológicos.

8. Referencias bibliográficas

- Allison, P. A. (1990a). Carbonate nodules and plattenkalks. En Briggs y Crowther (Eds.), *Paleobiology: A Synthesis* (pp. 250-253). Blackwell Science Ltd.
- Allison, P. A. (1990a). Pyrite. En Briggs y Crowther (Eds.), *Paleobiology: A Synthesis* (pp. 253-255). Blackwell Science Ltd.
- Anderson, O. R. (2001). Protozoa, Radiolarians. In *Encyclopedia of Ocean Sciences* (pp. 2315–2320). Elsevier.
- Anderson, O.R. (1983). *Radiolaria*. (1° ed., pp. 355) Springer Verlag, New York.
- Arias, O. (2011). Redefinición de la Formación Tulín (Maastrichtiano-Eoceno inferior) del Pacífico Central de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 28. <https://doi.org/10.15517/rgac.v0i28.7783>
- Astorga, A. (1997). El puente-istmo de América Central y la evolución de la Placa Caribe (con énfasis en el Mesozoico). *Profil* 12, 1-201.
- Azema, J., Bourgois, J., Baumgartner, P. O., Tournon, J., Desmet, A., y Aubouin, J. (1985). A tectonic cross-section of the Costa rican pacific littoral as a key to the structure of the landward slope of the middle America trench off Guatemala. In *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. U.S. Government Printing Office.
- Azema, J., Tournon, J., y Sornay, J. (1979). *Presencia de amonites del Albiano Superior en las Formaciones del “Complejo de Nicoya”*. *El yacimiento de la Loma Chumico, Provincia de Guanacaste, Costa Rica* (Issue 2).
- Bak, M. (2011). Tethyan radiolarians at the Cenomanian–Turonian Anoxic Event from the Apennines (Umbria-Marche) and the Outer Carpathians: palaeoecological and palaeoenvironmental implications. *Studia Geologica Polonica*, 134, 5–279.
- Bandini, A. N., Flores, K., Baumgartner, P. O., Jackett, S. J., y Denyer, P. (2008). Late Cretaceous and Paleogene radiolaria from the Nicoya Peninsula, Costa Rica: A tectonostratigraphic application. *Stratigraphy*, 5(1), 3–21.
- Bandini, A. N., Baumgartner, P. O., Flores, K., Dumitrica, P., y Jackett, S. J. (2011a). Early Jurassic to early late cretaceous radiolarians from the Santa Rosa Accretionary Complex (Northwestern Costa Rica). *Ofioliti*, 36(1), 1–35. <https://doi.org/10.4454/OFIOLITI.V36.II.1>
- Bandini, A. N., Baumgartner, P. O., Flores, K., Dumitrica, P., Hochard, C., Stampfli, G. M., y Jackett, S. J. (2011b). Aalenian to Cenomanian Radiolaria of the Bermeja Complex (Puerto

- Rico) and Pacific origin of radiolarites on the Caribbean Plate. *Swiss Journal of Geosciences*, 104(3), 367–408. <https://doi.org/10.1007/s00015-011-0072-2>
- Barckhausen, U., Ranero, C. R., von Huene, R., Cande, S. C., y Roeser, H. A. (2001). Revised tectonic boundaries in the Cocos Plate off Costa Rica: Implications for the segmentation of the convergent margin and for plate tectonic models. *Journal of Geophysical Research*, 106(B9), 19207–19220. <https://doi.org/10.1029/2001jb000238>
- Baumgartner, P. O., Bartolini, A., Carter, E. S., Conti, M., Cortese, Giuseppe, Danelian, T., De Wever, P., Dumitrica, P., Dumitrica-Jud, R., Gorican, S., Guex, J., Hull, D. M., Kito, N., Marcucci, M., Matsuoka, A., Murchey, B., O'Dogherty, L., Vishnevskaya, V. y Yao, A. (1995). Middle Jurassic to Early Cretaceous radiolarian biochronology of Tethys based on Unitary Associations. En P.O. Baumgartner, L. O'Dogherty, S. Gorican, E. Urquhart, A. Pillevuit y P. De Wever (Eds.), *Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, systematics, biochronology*. *Mém. Géol., Lausanne*, 23, 1013-1048.
- Baumgartner, P. O., y Denyer, P. (2006). Evidence for middle Cretaceous accretion at Santa Elena Peninsula (Santa Rosa Accretionary Complex), Costa Rica. *Geologica Acta*, 4(1-2), 179-191. <https://doi.org/10.1344/105.000000364>
- Baumgartner P.O., Flores K., Bandini A., Girault F. y Cruz D. (2008) - Upper Triassic to Cretaceous radiolaria from Nicaragua and northern Costa Rica: the Mesquito composite oceanic terrane. *Ofioliti* 33, 1–19.
- Baumgartner, Peter O. (2013). Mesozoic radiolarites - accumulation as a function of sea surface fertility on Tethyan margins and in ocean basins. *Sedimentology*, 60(1), 292–318. <https://doi.org/10.1111/sed.12022>
- Baumgartner, P.O., (1984). El complejo ofiolítico de Nicoya (Costa Rica): Modelos estructurales analizados en función de las edades de los Radiolarios (Calloviense a Santoniense). En Sprechmann, P. (ed.). *Manual de Geología de Costa Rica*. San José, Editorial Universidad de Costa Rica, 115-123.
- Boltovskoy, D. (1988). Equatorward sedimentary shadows of near-surface oceanographic patterns. *Speculations in Science and Technology* 11, 219-232
- Boltovskoy, D. (1999). Radiolaria polycystina. *South Atlantic Zooplankton*, 1, 149-212.
- Boltovskoy, D., y Correa, N. (2017). Planktonic equatorial diversity troughs: fact or artifact? Latitudinal diversity gradients in Radiolaria. *Ecology*, 98(1), 112–124. <https://doi.org/10.1002/ecy.1623>
- Boltovskoy, D., y Alder, V. A. (1992). Paleoecological implications of radiolarian distribution and standing stocks vs. accumulation rates in the Weddell Sea. En J. P. Kennett y D. A. Warnke

- (Eds.), *The Antarctic paleoenvironment: A perspective on global change* (pp. 377–384). Washington, DC: American Geophysical Union.
- Boltovskoy, D., Anderson, O.R., y Correa, N.M. (2017) Radiolaria and Phaeodaria. En J.M. Archibald, A.G.B. Simpson, y C.H. Slamovits (Eds), Springer International Publishing, 731– 763.
- Boltovskoy, D., Anderson, O. R., y Correa, N. M. (2017). Radiolaria and Phaeodaria. In *Handbook of the Protists* (pp. 731–763). Springer International Publishing.
- Boschman, L. M., Wiel, E., Flores, K. E., Langereis, C. G., y Hinsbergen, D. J. J. (2019). The Caribbean and farallon plates connected: Constraints from stratigraphy and paleomagnetism of the Nicoya peninsula, Costa Rica. *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, 124(7), 6243–6266. <https://doi.org/10.1029/2018jb016369>
- Bosellini, A., y Winterer, E. L. (1975). Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: A genetic model. *Geology*, 3(5), 279-282. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1975\)3<279:plarot>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1975)3<279:plarot>2.0.co;2)
- Bowin, C. (1975). The Geology of Hispaniola. En: A.E.M Nairn y F.G, Stehli (Eds), *The Gulf of Mexico and the Caribbean*. Springer, Boston, MA. https://doi.org/10.1007/978-1-4684-8535-6_12
- Bragina, L. (2004). Cenomanian-Turonian Radiolarians of Northern Turkey and the Crimean Mountains. *Paleontological Journal*, 38, S325-S456.
- Buchs D.M., Baumgartner P.O., Baumgartner-Mora C., Bandini A.N., Jackett S.J., Diserens M.O. y Stucki J. (2009). Late Cretaceous to Miocene seamount accretion and melange formation in the Osa and Burica peninsulas (southern Costa Rica); episodic growth of a convergent margin. En K.H. James, M.A. Lorente y J.L. Pindell, (Eds.). The origin and evolution of the Caribbean plate. *Geological Society Special Publications* 328, 411-456.
- Buchs, D. M., Pilet, S., Cosca, M., Flores, K. E., Bandini, A. N., y Baumgartner, P. O. (2013). Low-volume intraplate volcanism in the Early/Middle Jurassic Pacific basin documented by accreted sequences in Costa Rica: ACCRETED SEAMOUNT IN COSTA RICA. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems: G(3)*, 14(5), 1552–1568. <https://doi.org/10.1002/ggge.20084>
- Campbell, A. S., y Clark, B. L. (1944). *Radiolaria from Upper Cretaceous of Middle California*. Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/SPE57>
- Cascante, R. (2000). *Aspectos geológicos y ambientales del poblado de Dominica y alrededores, Jicaral, Puntarenas, Costa Rica* (Informe Campaña Geológica). San José: Universidad de Costa Rica.

- Casey, R. E., Spaw, J. M., y Kunze, F. R. (1982). Polycystine radiolarian distribution and enhancements related to oceanographic conditions in a hypothetical ocean. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 32, 319-332.
- Chiari, M., Dumitrica, P., Marroni, M., Pandolfi, L. y Principi, G. (2006) Radiolarian biostratigraphic evidence for a Late Jurassic age of the El Tambor group ophiolites (Guatemala). *Ofioliti*. 31(2), 141-150.
- Chinchilla, A. L. (1983). *Geología del Área de Montezuma y alrededores, Península de Nicoya, Provincia de Puntarenas, Costa Rica*. (Informe Campaña Geológica). San José: Universidad de Costa Rica.
- De Wever, P., Dumitrica, P., Caulet, J. P., Nigrini, C. y Caridroit, M. (2002). *Radiolarians in the Sedimentary Record* (pp. 527). Amsterdam.
- De Wever, P., Azéma, J., Tournon, J., y Desmet, A. (1985). Découverte de matériel océanique du Lias-Dogger inférieur dans la péninsule de Santa Elena (Costa Rica, Amérique Centrale). *Comptes-rendus des séances de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique-physique, chimie, sciences de l'univers, sciences de la terre*, 300(15), 759-764.
- De Wever, P., O'Dogherty, L., y Goričan, Š. (2014). Monsoon as a cause of radiolarite in the Tethyan realm. *Comptes Rendus: Geoscience*, 346(11-12), 287-297. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2014.10.001>
- DeMets, C. (2001). A new estimate for present-day Cocos-Caribbean Plate motion: Implications for slip along the Central American Volcanic Arc. *Geophysical Research Letters*, 28(21), 4043-4046. <https://doi.org/10.1029/2001gl013518>
- Dengo, G. (1969). Problems of tectonic relations between Central America and the Caribbean, *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 19, 311-320.
- Dengo, G. (1962). *Estudio Geológico de la Región de Guanacaste, Costa Rica* (pp. 112). San José-Costa Rica. Instituto Geográfico Nacional.
- Dengo, G. (1973). *Estructura geológica, historia tectónica y morfología de América Central* (2. edición rev., pp. 52). México: Centro Regional de Ayuda Técnica, Agencia para el Desarrollo Internacional.
- Denyer, P., Aguilar, T., y Montero, W. (2014). *Cartografía geológica de la península de Nicoya, Costa Rica: Estratigrafía y tectónica* (Primera edición.). San José: Editorial Universidad de Costa Rica.
- Denyer, P., y Baumgartner, P. (2006). Emplacement of Jurassic-Lower Cretaceous radiolarites of the Nicoya Complex (Costa Rica). *Geologica acta: an international earth science journal*, 4(1-2), 203-218. <https://doi.org/10.1344/105.000000366>

- Draper, G., y Lewis, J. F. (1991). Metamorphic belts in central Hispaniola. En P. Mann, G. Draper y J. F. Lewis (Eds.), *Geological Society of America Special Papers* (pp. 29–46). Geological Society of America.
- Dumitrica, P. (1970). Cryptocephalic and cryptothoracic Nassellaria in some Mesozoic deposits of Romania. *Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, Série de Géologie*, 14, 45-124.
- Dumitrica, P. (1975). Cenomanian Radiolaria at Podul Dimbovitei, Micropaleontological guide to the Mesozoic and Tertiary of the Romanian Carpathians. En *14th European Micropaleontological Colloquium, Romania, Institute of Geology and Geophysics* (pp. 87-89).
- Ehrenberg, C.G. (1847). Über eine halbiolithische, von Herrn R. Schomburgk entdeckte, vorherrschend aus mikroskopischen Polycystinen gebildete, Gebirgsmasse von Barbados. *Königliche Preussische Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Monatsberichte*, 382–385.
- Ehrenberg, C.G. (1854). Die systematische Charakteristik der neuen mikroskopischen Organismen des tiefen atlantischen Oceans. *Königliche Preussische Akademie der Wissenschaften zu Berlin*, 236–250.
- Empson-Morin, K., 1981. Campanian Radiolaria from DSDP Site 313, Mid-Pacific Mountains. *Micropaleontology*, 27(3), 249–292.
- Erlich, R. N., Astorga, A., Sofer, Z., Pratt, L. M., y Palmer, S. E. (1996). Palaeoceanography of organic-rich rocks of the Loma Chumico Formation of Costa Rica, Late Cretaceous, eastern Pacific. *Sedimentology*, 43(4), 691-718. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1996.tb02021.x>
- Flores, K. E. (2006). *Jurassic-Late Cretaceous oceanic crustal terranes and arc-derived sediments south Chortis Block (NE Nicaragua to NW Costa Rica)* - Preliminary results of two key areas: Nicoya Peninsula and Siuna District. [DEA Thesis], Université de Lausanne, (107 p.)
- Flores, K. E., Denyer, P. y Aguilar, T. (2003). Nueva propuesta estratigráfica: Geología de las hojas Matambú y Talolinga, Guancaste, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 28, 131-138.
- Flores, K. E., Skora, S., Martin, C., Harlow, G. E., Rodríguez, D., y Baumgartner, P. O. (2015). Metamorphic history of riebeckite- and aegirine-augite-bearing high-pressure–low-temperature blocks within the Siuna Serpentinite Mélange, northeastern Nicaragua. *International Geology Review*, 57(5-8), 943-977. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1027747>

- Foreman, H. P. (1966). Two Cretaceous Radiolarian Genera. *Micropaleontology*, 12(3), 355. <https://doi.org/10.2307/1484553>
- Foreman, H.P. (1968). Upper Maestichtian Radiolaria of California. *Special Papers in Palaeontology*, 3, 1–82.
- Foreman, H.P. (1971). Cretaceous Radiolaria, Leg 7, DSDP. En E. L. Winterer, and W.R. Riedel (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 7* (pp. 1673–1693).
- Frisch, W., Meschede, M., y Sick, M. (1992). Origin of the Central American ophiolites: Evidence from paleomagnetic results. *Geological Society of America Bulletin*, 104, 1301-1314.
- Gursky, H.-J., y Gursky, M. M. (1989). Thermal alteration of chert in the ophiolite basement of southern central America. En J.R. Hein, J. Obradovic (Eds.), *Siliceous Deposits of the Tethys and Pacific Regions* (pp. 217–233). Springer New York.
- Gursky, H.J. (1984). *Verbreitung, fazies und geologische geschichtre der sedimentgesteine, insbesondere der radiolarite, im opiolithischen Nicoya Komplex (Ober-Jura bis Alt-Tertiär von Costa Rica)*. [Tesis doctoral]. Universidad de Marburg.
- Gursky, M.M. (1988). Estructuras tectónicas de edad cretácica y terciaria en la Península de Nicoya (Costa Rica) y su significado geotectónico. En J.M. Barbarin, H.J. Gursky, P. Meiburg, P. (Eds.), *El Cretácico de México y América Central: Resúmenes* (pp. 261-265). Linares, México: Actas Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León.
- Haeckel, E., 1881. Entwurf eines Radiolarien-Systems auf Grund von Studien der Challenger Radiolarien (Basis for a radiolarian classification from the study of Radiolaria of the Challenger collection). *Jenaische Zeitschrift für Naturwissenschaft* 15, 418–472.
- Hauff, F., Hoernle, K., den Bogaard, P., Guillermo, A., y Garbe-Schönberg, D. (2000). Age and geochemistry of basaltic complexes in Western Costa Rica: Contributions to the geotectonic evolution of Central America. *Geochemistry Geophysics Geosystems - Geochem Geophys Geosyst*, 1.
- Hein, J. R., Vallier, T. L., y Allan, M. A. (1981). *Chert Petrology and Geochemistry, Mid-Pacific Mountains and Hess Rise, Deep Sea Drilling Project Leg 62*.
- Hoernle, K., Hauff, F., y van den Bogaard, P. (2004). 70 m.y. history (139–69 Ma) for the Caribbean large igneous province. *Geology*, 32(8), 697. <https://doi.org/10.1130/g20574.1>
- Jenkyns, H. C., y Winterer, E. L. (1982). Palaeoceanography of Mesozoic ribbon radiolarites. *Earth and Planetary Science Letters*, 60(3), 351–375. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(82\)90073-5](https://doi.org/10.1016/0012-821x(82)90073-5)

- Kling, S. A. (1976). Relation of radiolarian distributions to subsurface hydrography in the North Pacific. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 23(11), 1043–1058. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(76\)90880-9](https://doi.org/10.1016/0011-7471(76)90880-9)
- Kling, S. A., y Boltovskoy, D. (1995). Radiolarian vertical distribution patterns across the Southern California current. *Deep-Sea Research. Part I, Oceanographic Research Papers*, 42(2), 191–231. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(94\)00038-t](https://doi.org/10.1016/0967-0637(94)00038-t)
- Kuijpers, E. P. (1980). The geologic history of the Nicoya Ophiolite Complex, Costa Rica, and its geotectonic significance. *Tectonophysics*, 68(3–4), 233–255. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(80\)90178-x](https://doi.org/10.1016/0040-1951(80)90178-x)
- Kumar, A. S y Kuijpers E. P. (1982). Geochemistry of Manganese Deposits of Nicoya Ophiolite Complex in Costa Rica: ABSTRACT. *AAPG Bulletin*, 66 (7), 957. doi: <https://doi.org/10.1306/03B5A36D-16D1-11D7-8645000102C1865D>
- Kuypers, E. P., y Denyer C., P. (1979). Volcanic exhalative manganese deposits of the Nicoya ophiolite complex, Costa Rica. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 74(3), 672–678. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.74.3.672>
- LaFemina, P., Dixon, T. H., Govers, R., Norabuena, E., Turner, H., Saballos, A., Mattioli, G., Protti, M., y Strauch, W. (2009). Fore-arc motion and Cocos Ridge collision in Central America: FORE-ARC MOTION IN CENTRAL AMERICA. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems: G(3)*, 10(5). <https://doi.org/10.1029/2008gc002181>
- Lissinna, B. (2005). *A profile through the central American landbridge in western Panama : 115 Ma interplay between the Galápagos hotspot and the central American subduction zone.* https://macau.uni-kiel.de/receive/diss_mods_00001612
- Lonsdale, P. (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404(3–4), 237–264. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.011>
- Lucas, S. G. (1986). Proper syntax when using aff. and cf. in taxonomic statements. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 6(2), 202–202. <https://doi.org/10.1080/02724634.1986.10011613> -
- Lücke Castro, O. H. (2012). *3D density modeling of the Central American isthmus from satellite derived gravity data.* https://macau.uni-kiel.de/receive/diss_mods_00009366
- Lücke, O. H., y Arroyo, I. G. (2015). Density structure and geometry of the Costa Rican subduction zone from 3-D gravity modeling and local earthquake data. *Solid Earth*, 6(4), 1169–1183. <https://doi.org/10.5194/se-6-1169-2015>

- Lücke, O. H. (2014). Moho structure of Central America based on three-dimensional lithospheric density modelling of satellite-derived gravity data. *International Journal of Earth Sciences*, 103(7), 1733–1745. <https://doi.org/10.1007/s00531-012-0787-y>
- Madrigal, P., Gazel, E., Flores, K. E., Bizimis, M., y Jicha, B. (2016). Record of massive upwellings from the Pacific large low shear velocity province. *Nature Communications*, 7, 13309. <https://doi.org/10.1038/ncomms13309>
- Meschede, M., Barchhausen, U., y Worm, H.-U. (2011). Desarrollo del centro de dispersión entre las placas de Coco y Nazca y los trazos de los puntos calientes. *Revista Geológica de América Central*, 23. <https://doi.org/10.15517/rgac.v0i23.8575>
- Montero, W. (2011). Neotectónica de la región central de Costa Rica: frontera oeste de la microplaca de Panamá. *Revista Geológica de América Central*, 24. <https://doi.org/10.15517/rgac.v0i24.8551>
- Montgomery, H., y Kerr, A. (2009). Rethinking the Origins of the Red Chert at La Désirade, French West Indies. En K.H. James, M.A. Lorente y J.L. Pindell (Eds.), *Geological Society, London, Special Publications* (Vol. 328, pp. 455-466). <https://doi.org/10.1144/SP328.18>
- Montgomery, H., Pessagno, E.A., y Pindell, J. (1994). A 195 Ma terrane in a 165 Ma sea: Pacific origin of the Caribbean plate. *Gsa Today*, 4.
- Montgomery, H., Pessagno, E. A., and Muñoz, I. M. (1992), Jurassic (Tithonian) radiolaria from La Désirade (Lesser Antilles): Preliminary paleontological and tectonic implications, *Tectonics*, 11(6), 1426– 1432, doi:[10.1029/92TC01326](https://doi.org/10.1029/92TC01326).
- Montgomery, H., Pessagno, E. A., Lewis, J. F., and Schellekens, J. (1994), Paleogeography of Jurassic fragments in the Caribbean, *Tectonics*, 13(3), 725– 732, doi:[10.1029/94TC00455](https://doi.org/10.1029/94TC00455).
- Nakaseko, K., Nishimura, A y Sugano K. (1979). Cretaceous Radiolaria in the Shimanto Belt, Japan, News Osaka. *Micropaleontol. 2 (Spec.)*, 1-49.
- Nimmergut, A., y Abelman, A. (2002). Spatial and seasonal changes of radiolarian standing stocks in the Sea of Okhotsk. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 49(3), 463-493. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(01\)00074-7](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0967-0637(01)00074-7)
- O'Dogherty L. (1994). Biochronology and Palaeontology of Mid-Cretaceous radiolarians from Northern Apennines (Italy) and beltic Cordillera (Spain). *Mémoires de Géologie (Lausanne)* 21, 1–415.
- O'Dogherty, L., Carter, E. S., Dumitrica, P., Goriččan, Š., Wever, P. D., Bandini, A. N., Baumgartner, P. O., & Matsuoka, A. (2009). Catalogue of Mesozoic radiolarian genera.

Part 2: Jurassic-cretaceous. *Geodiversitas*, 31(2), 271–356.
<https://doi.org/10.5252/g2009n2a4>

- Otzen, T., y Manterola, C. (2017). Técnicas de Muestreo sobre una Población a Estudio. *International Journal of Morphology*, 35(1), 227-232.
- Pessagno, E.A. (1973). *Upper Cretaceous Spumellariina from the Great Valley Sequence, California Coast Ranges*. Paleontological Research Institution.
- Pessagno, E. A. (1976). *Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges*. Micropaleontology Press.
- Pessagno, E. A. (1977). *Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of the Great Valley sequence and Franciscan Complex, California Coast Ranges*. Cushman Foundation for Foraminiferal Research.
- Pindell, J. L. y Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. *Geological Society Special Publication*, 328(1), 1–55. <https://doi.org/10.1144/sp328.1>
- Pessagno, E.A., Six, W.M. y Yang, Q. (1989). The Xiphostylidae Haeckel and Parvivaccidae, n. fam. (Radiolaria) from the North American Jurassic. *Micropaleontology* 35(3), 193–255. <https://doi.org/10.2307/1485682>
- Pindell, J., Kennan, L., Maresch, W. V., Stanek, K.-P., Draper, G., y Higgs, R. (2005). Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. En H.G. Ave Lallemand y V.B. Sisson. *Caribbean-South American plate interactions, Venezuela* (pp. 7–52). Geological Society of America.
- Riedel, W.R., 1967. Subclass Radiolaria. En W. B. Harland, C.H. Holland, M.R. House, M.F. Hughes, A.B. Reynolds, M.J.S. Rudwick, G.E. Satterthwaite, L.B.H. Tarlo y E.C. Willey (Eds.). *The fossil record*. A symposium with documentation. Geological Society of London, 120, 305–368.
- Riedel, W.R. y Sanfilippo, A. (1974). Radiolaria from the southern Indian Ocean, DSDP Leg 26. En T.A. Davies y B.P. Luyendyk (Eds.). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* (pp. 771-814). U. S. Government Printing Office, Washington D.C, 771–813.

- Rüst, D. (1885). Beiträge zur Kenntniss der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura. *Palaeontographica*, 31, 269-322.
- Sandoval Gutiérrez, M. I., y Sandoval Gutiérrez, M. I. (2015). *Late mesozoic to neogene radiolarian biostratigraphy and palaeoceanography in the Caribbean and East Pacific Region* [Tesis de doctorado]. University of Lausanne.
- Schmidt-Effing, R. (1980). Rasgos fundamentales en la historia del Complejo de Nicoya (América Central Meridional). *Brenesia*, 18, 231-252
- Seely, D. R., Vail, P. R., y Walton, G. G. (1974). Trench slope model. En C. A. Burk y C. L. Drake. *The Geology of Continental Margins* (pp. 249–260). Springer Berlin Heidelberg.
- Squinabol, S., (1903). Radiolarie fossile di Teolo (Euganei). *Atti e Memorie della reale Accademie di Scienze, Lettere ed Arti in Padova, nouva serie* 19, 127–130.
- Squinabol, S. (1904). Radiolarie cretacee degli Euganei. *Atti e memorie dell'Accademia di scienze, lettere ed arti. Padova. nouva serie* 20, 171–244.
- Stepanjants, S. D. , Kruglikova, S. B. , Bjørklund, K. R. and Cortese, G. (2004): The bipolar distribution of marine organisms with emphasis on Radiolaria and Cnidaria: a step forward. En A.I. Kafanov (ed.). *Main problems in marine biogeography: in memory of the academician O.G. Kussakin*. Publisher (pp. 132–181). Russian Academy of Sciences, Far Eastern Branch, Institute of Marine Biology, Dalnauka (Vladivostok), ISBN: 5-8044-0449-0.
- Takahashi, K. (1991). *Radiolaria: flux, ecology, and taxonomy in the Pacific and Atlantic*. Woods Hole Oceanographic Institution.
- Taketani, Y. (1982). Cretaceous Radiolarian Biostratigraphy of the Urakawa and Obira Areas, Hokkaido. *The Science Reports of the Tohoku University. Second Series, Geology*, 52(1), 1-A29.
- Tolmacheva, T., Danelian, T. y Popov, L. (2001) Evidence for 15 m.y. of continuous deep-sea biogenic sedimentation in Early Palaeozoic oceans. *Geology*, 29, 755–758. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0755:EFMYOC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0755:EFMYOC>2.0.CO;2)

- Tournon J. (1994). The Santa Elena Peninsula: an ophiolitic nappe and a sedimentary volcanic relative autochthonous. *Profil*, 7, 87-96.
- Tournon, J., y Alvarado, G. E. (1997). Mapa geológico de Costa Rica. Escala: 1:500 000. Cartago: Editorial Tecnológica de Costa Rica.
- Thurrow, J. (1988). Cretaceous radiolarians of the north Atlantic Ocean: ODP leg 103 (sites 638, 640, and 641) and DSDP legs 93 (site 603) and 47B (site 398). En F. Boillot., E.L. Winterer et al. (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Result 103*, 379-418. Texas, College Station.
- Vannucchi, P., Scholl, D. W., Meschede, M., y McDougall-Reid, K. (2001). Tectonic erosion and consequent collapse of the Pacific margin of Costa Rica: Combined implications from ODP Leg 170, seismic offshore data, and regional geology of the Nicoya Peninsula. *Tectonics*, 20(5), 649–668. <https://doi.org/10.1029/2000tc001223>
- Vishnevskaya, V.S. (2001). *Jurassic to Cretaceous radiolarian biostratigraphy of Russia*. GEOS, Moscow, 376 pp.
- von Huene, R., Ranero, C. R., Weinrebe, W., y Hinz, K. (2000). Quaternary convergent margin tectonics of Costa Rica, segmentation of the Cocos Plate, and Central American volcanism. *Tectonics*, 19(2), 314–334. <https://doi.org/10.1029/1999tc001143>
- Winterer, E. L. y Bosellini, A. (1981). Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, southern alps, Italy. *AAPG Bulletin*, 65. <https://doi.org/10.1306/2f9197e2-16ce-11d7-8645000102c1865d>
- WoRMS Editorial Board (2022). World Register of Marine Species. Available from <https://www.marinespecies.org> at VLIZ. Accessed 2022-10-12. doi:10.14284/170
- Zittel, K. A. (1876). Über einige fossile Radiolarien aus der norddeutschen Kreide. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 28, 75-86.

9. Apéndices

Apéndice 1. Datos de las muestras estudiadas en Baumgartner y Denyer (2006) en la península de Santa Elena. Las coordenadas no son datos exactos brindados por el autor, es una aproximación obtenida por medio de SIG.

Muestra (unidad)	Localidad	Longitud (CRTM05)	Latitud (CRTM05)	Tipo	Edad	Deformación	Espesor (m)
1	Complejo Acrecional Santa Rosa	293438.650	1204389.957	Radiolarita roja en bandas	Jurásico Medio-Cretácico Inferior	Deformación intensa de sedimentos blandos	No Indica
1	Complejo Acrecional Santa Rosa	293610.227	1204288.603	Radiolarita roja en bandas	Jurásico Medio-Cretácico Inferior	Deformación intensa de sedimentos blandos	No Indica
2	Complejo Acrecional Santa Rosa	293833.205	1204144.537	Bloques deradiolarita	Albiano (Fig.3)	Apilados tectonicamente	4-10
2	Complejo Acrecional Santa Rosa	294261.062	1203961.376	Bloques deradiolarita	Albiano (Fig.3)	Apilados tectonicamente	4-10
3	Complejo Acrecional Santa Rosa	294312.462	1203929.522	Radiolarita en bandas delgadas domina, incluye gran bloque de radiolarita dentro de brecha de basalto y de lutitas	Jurásico Medio-Cretácico Inferior	Apilados tectonicamente	4-21
3	Complejo Acrecional Santa Rosa	294707.741	1203886.809	Brecha de basalto y de lutitas	Jurásico Medio-Cretácico Inferior	Apilados tectonicamente	4-21
4	Complejo Acrecional Santa Rosa	294707.741	1203886.809	Bloque muy deformado de radiolarita	Pliensbachiano-Aaleniano (Fig.3)	Apilados tectonicamente	10x10x20
4	Complejo Acrecional Santa Rosa	294745.387	1203876.674	Bloque muy deformado de radiolarita	Pliensbachiano-Aaleniano (Fig.3)	Apilados tectonicamente	10x10x20
5	Complejo Acrecional Santa Rosa	294770.725	1203854.593	Basaltos	Jurásico Medio-Cretácico Inferior	Apilados tectonicamente	100

Muestra (unidad)	Localidad	Longitud (CRTM05)	Latitud (CRTM05)	Tipo	Edad	Deformación	Espesor (m)
5	Complejo Acrecional Santa Rosa	294793.530	1203735.503	Basaltos	Jurásico Medio-Cretácico Inferior	Apilados tectonicamente	100
6	Complejo Acrecional Santa Rosa	294793.530	1203735.503	Lutitas silíceas radiolaríticas	Jurásico Medio-Cretácico Inferior	Apilados tectonicamente	4-8
6	Complejo Acrecional Santa Rosa	294998.771	1203612.793	Lutitas silíceas radiolaríticas	Jurásico Medio-Cretácico Inferior	Apilados tectonicamente	4-8
7	Complejo Acrecional Santa Rosa	295029.177	1203498.046	Radiolarita en bandas	Albiano-Cenomaniano (Fig.3)	Apilados tectonicamente	Hasta 47
7	Complejo Acrecional Santa Rosa	295494.317	1203575.871	Radiolarita en bandas	Albiano-Cenomaniano (Fig.3)	Apilados tectonicamente	Hasta 48
8	Complejo Acrecional Santa Rosa	295590.241	1203530.262	Lavas en almohadilla	Jurásico Medio-Cretácico Inferior	Apilados tectonicamente	Apróx. 150
8	Complejo Acrecional Santa Rosa	295774.487	1203442.120	Lavas en almohadilla	Jurásico Medio-Cretácico Inferior	Apilados tectonicamente	Apróx. 151
Playa Carrizal	Playa Carrizal	291438.014	1205534.172	Estratos de radiolarita paralelos y centimétricos (5-20), color rojo-ladrillo	Aptiano superior/Albiano-Cenomaniano	No Indica	50-100

Apéndice 2. Datos de las muestras estudiadas en Bandini et al. (2011) en la península de Santa Elena. Se presenta la relación con las unidades determinadas por Baumgartner y Denyer (2006).

Muestra (unidad)	Localidad	Longitud (CRTM05)	Latitud (CRTM05)	Tipo	Edad	Deformación	Espesor (m)	Unidad Baumgartner y Denyer (2006)	Facies
CR-SE18,45	Santa Rosa	295050	1203585	Chert en bandas color rojo	Aptiano inferior tardío - Aptiano medio temprano	Inmersión vertical	40-50	Unidad 7	Red ribbon radiolarite, relleno de trinchera
CR-SE18,25	Santa Rosa						Unidad 7		
CR-SE18,10	Santa Rosa	295016	1203527				40-50	Unidad 7	
CR-SE18,00	Santa Rosa						Unidad 7		
CR-SE22	Santa Rosa	294947	1203607	Lutitas silíceas color café	Albiano inferior tardío - Turoniano inferior tardío	No indica	4	Unidad 6	Relleno de trinchera
CR-SE19	Santa Rosa	294717	1203861	Bloques de radiolarita en brecha caótica	Pleinsbachiano inferior - Pleinsbachiano medio	Melange caótico	10x10x20	Unidad 4	Bloque de radiolarita en brecha
POB96.15	Santa Rosa	294527	1203871	Chert en bandas de capas delgadas y paralelas	Toarciano inferior	Inmersión vertical*	6	Unidad 3	Radiolarita con sills de basalto
POB96.14	Santa Rosa	294527	1203871	Chert en bandas de capas delgadas y paralelas	Pleinsbachiano	Inmersión vertical	6	Unidad 3	
POCR07-28	Carrizal	291740	1205182	Estratos paralelos de cherts verde	Aptiano medio - Aptiano superior	Pliegues isoclinales tipo chevron	1x30	Playa Carrizal	Radiolarita Nudosa (Knobby)

Muestra (unidad)	Localidad	Longitud (CRTM05)	Latitud (CRTM05)	Tipo	Edad	Deformación	Espesor (m)	Unidad Baumgartner y Denyer (2006)	Facies
				grisáceo (en el centro: lutita negra 30cm, con centro de sílice negro 10cm)					
POCR07-31	Carrizal	291740	1205182	Cherts nudosos color rojo ladrillo	Aptiano inferior tardío - Aptiano medio temprano	Pliegues isoclinales tipo chevron	4x30	Playa Carrizal	Radiolarita Nudosa (Knobby)
POCR07-35	Carrizal	291740	1205182	Cherts nudosos color rojo ladrillo	Hauteriviano - Aptiano medio inferior	Pliegues isoclinales tipo chevron	4x30	Playa Carrizal	
POCR07-36	Carrizal	291740	1205182	Cherts nudosos color rojo ladrillo	Valanginiano inferior - Aptiano inferior	Pliegues isoclinales tipo chevron	4x30	Playa Carrizal	
CR-SE04	Carrizal	291567	1205387	Lente de radiolarita (Jurásico Medio, que parecen ser retrabajados en la radiolarita del Cretácico Inferior tardío)	Bathoniano medio - Oxfordiano inferior	NI	2x10	Playa Carrizal	Radiolarita asociada a basaltos toleíticos Radiolarita asociada a basaltos toleíticos
CR-SE05	Carrizal	291567	1205387	Lente de radiolarita	Aptiano inferior	NI	2x10	Playa Carrizal	
CR-SE06	Carrizal	291164	1205647	Lente alargado de radiolarita roja	Aptiano medio - Albiano superior	NI	2x20	Playa Carrizal	

Muestra (unidad)	Localidad	Longitud (CRTM05)	Latitud (CRTM05)	Tipo	Edad	Deformación	Espesor (m)	Unidad Baumgartner y Denyer (2006)	Facies
CR-SE07	Carrizal	291137	1205641	Lente alargado de radiolarita roja	Barremiano superior - Aptiano inferior	No Indica	2x20	Playa Carrizal	
CR-SE09	Carrizal	291082	1205605	Secuencia muy deformada de cherts en bandas	Bathoniano superior - Oxfordiano inferior	No Indica	10-15	Playa Carrizal	Radiolarita asociada a basaltos toleíticos
CR-SE10	Carrizal	290958	1205624	Secuencia de cherts en bandas	Barresiano superior - Aptiano superior	No Indica	10	Playa Carrizal	
CR-SE11	Carrizal	290958	1205624	Secuencia de cherts en bandas	Barremiano superior - Aptiano inferior	No Indica	10	Playa Carrizal	

Apéndice 3. Datos de las muestras estudiadas en Denyer y Baumgartner (2006) en la península de Nicoya.

Muestra (unidad)	Longitud (CRTM05)	Latitud (CRTM05)	Tipo	Edad	Deformación	Espesor (m)
KU01	308110,53	1162961,34	Capas en bandas centimétricas color marrón blanquecino o rojo	Coniciano-Santoniano	Deformación sedimentos blandos	Secuencias de 3-10 m
KU02	307911,75	1164162,03	Capas en bandas centimétricas color marrón blanquecino o rojo	Coniciano-Santoniano	Deformación sedimentos blandos	Secuencias de 3-10 m
KU03	333667,40	1109719,44	Capas en bandas centimétricas color marrón blanquecino o rojo	Coniciano-Santoniano	Deformación sedimentos blandos	Secuencias de 3-10 m
KU04	333667,40	1109719,44	Capas en bandas centimétricas color marrón blanquecino o rojo	Coniciano-Santoniano	Deformación sedimentos blandos	Secuencias de 3-10 m
KU05	344276,99	1117811,95	Capas en bandas centimétricas color marrón blanquecino o rojo	Coniciano-Santoniano	Deformación sedimentos blandos	Secuencias de 3-10 m
KU06	310869,29	1119842,32	Capas en bandas centimétricas color marrón blanquecino o rojo	Coniciano-Santoniano	Deformación sedimentos blandos	Secuencias de 3-10 m
KU07	303583,06	1137855,93	Capas en bandas centimétricas color marrón blanquecino o rojo	Coniciano-Santoniano	Deformación sedimentos blandos	Secuencias de 3-10 m

Muestra (unidad)	Longitud (CRTM05)	Latitud (CRTM05)	Tipo	Edad	Deformación	Espesor (m)
KU08	302076,68	1131754,86	Capas en bandas centimétricas color marrón blanquecino o rojo	Cretácico Superior	Deformación sedimentos blandos	Secuencias de 3-10 m
KU09	303384,33	1139256,70	Capas en bandas centimétricas color marrón blanquecino o rojo	Cretácico Superior	Deformación sedimentos blandos	Secuencias de 3-10 m
KU10	303784,20	1138956,19	Capas en bandas centimétricas color marrón blanquecino o rojo	Cretácico Superior	Deformación sedimentos blandos	Secuencias de 3-10 m
KU11	311986,50	1138047,91	Capas en bandas centimétricas color marrón blanquecino o rojo	Coniciano-Santoniano	Deformación sedimentos blandos	Secuencias de 3-10 m
KU13	311684,94	1136547,65	Masivas con estratos centimétricos de color marrón, rojo, verde, blanco, gris o negro.	Cretácico Superior	Deformación sedimentos blandos. Pliegues isoclinales tipo chevron	Hasta 40 m
KL19	315211,12	1161052,98	Masivas con estratos centimétricos de color marrón, rojo, verde, blanco, gris o negro.	Albiano	Pliegues isoclinales tipo chevron	Hasta 40 m
KL11	302395,68	1151062,56	Masivas con estratos centimétricos de color marrón, rojo, verde, blanco, gris o negro.	Cretácico medio, Aptiano?	Pliegues isoclinales tipo chevron	Hasta 40 m
KL20	321017,99	1165548,24	Masivas con estratos centimétricos de color marrón, rojo, verde, blanco, gris o negro.	Barremiano superior - Aptiano inferior	Pliegues isoclinales tipo chevron	Hasta 40 m

Muestra (unidad)	Longitud (CRTM05)	Latitud (CRTM05)	Tipo	Edad	Deformación	Espesor (m)
KL17	298492,08	1149165,73	Masivas con estratos centimétricos de color marrón, rojo, verde, blanco, gris o negro.	Barremiano - Aptiano?	Pliegues isoclinales tipo chevron	Hasta 40 m
KL18	315211,12	1161052,98	Masivas con estratos centimétricos de color marrón, rojo, verde, blanco, gris o negro.	Hauteriviano superior - Aptiano inferior	Pliegues isoclinales tipo chevron	Hasta 40 m
KL16	298992,30	1149165,22	Masivas con estratos centimétricos de color marrón, rojo, verde, blanco, gris o negro.	Hauteriviano superior - Barremiano inferior	Pliegues isoclinales tipo chevron	Hasta 40 m
KL15	298992,30	1149165,22	Masivas con estratos centimétricos de color marrón, rojo, verde, blanco, gris o negro.	Valangiano superior - Barremiano	Pliegues isoclinales tipo chevron	Hasta 40 m
KL13	298992,30	1149165,22	Masivas con estratos centimétricos de color marrón, rojo, verde, blanco, gris o negro.	Cretácico Inferior	Pliegues isoclinales tipo chevron	Hasta 40 m
KL12	298893,48	1150365,85	Masivas con estratos centimétricos de color marrón, rojo, verde, blanco, gris o negro.	Neocomiano	Pliegues isoclinales tipo chevron	Hasta 40 m
KL10	302395,58	1150962,52	Masivas con estratos centimétricos de color marrón, rojo, verde, blanco, gris o negro.	Valangiano superior - Hauteriviano	Pliegues isoclinales tipo chevron	Hasta 40 m
KL09	304890,74	1145157,61	Masivas con estratos centimétricos de color marrón, rojo, verde, blanco, gris o negro.	Jurásico Superior - Cretácico Inferior	Pliegues isoclinales tipo chevron	Hasta 40 m

Muestra (unidad)	Longitud (CRTM05)	Latitud (CRTM05)	Tipo	Edad	Deformación	Espesor (m)
KL08	303500,49	1155263,16	Masivas con estratos centimétricos de color marrón, rojo, verde, blanco, gris o negro.	Jurásico Superior - Cretácico Inferior	Pliegues isoclinales tipo chevron	Hasta 40 m
KL06	321621,59	1168648,60	Masivas con estratos centimétricos de color marrón, rojo, verde, blanco, gris o negro.	Jurásico Superior - Cretácico Inferior	Pliegues isoclinales tipo chevron	Hasta 40 m
JU05	320516,51	1164348,39	Masivas con estratos centimétricos de color marrón, rojo, verde, blanco, gris o negro.	Oxfordiano medio - Titoniano inferior	Pliegues isoclinales tipo chevron	Hasta 40 m
JU04	305091,72	1146057,78	Masivas con estratos centimétricos de color marrón, rojo, verde, blanco, gris o negro.	Bajociano superior - Bathoniano inferior	Pliegues isoclinales tipo chevron	Hasta 40 m
JU03	306487,03	1140754,28	Masivas con estratos centimétricos de color marrón, rojo, verde, blanco, gris o negro.	Bajociano superior - Bathoniano inferior	Pliegues isoclinales tipo chevron	Hasta 40 m
JU02	315197,25	1147748,25	Masivas con estratos centimétricos de color marrón, rojo, verde, blanco, gris o negro.	Bajociano superior	Pliegues isoclinales tipo chevron	Hasta 40 m
JU01	315196,95	1147448,14	Masivas con estratos centimétricos de color marrón, rojo, verde, blanco, gris o negro.	Bajociano	Pliegues isoclinales tipo chevron	Hasta 40 m

Apéndice 4. Procesamiento de muestras en el laboratorio.

Extracción de radiolarios, modificado de la preparación estándar descrita por De Wever et al. (2001):

1. De cada muestra recolectada, se toman entre 150 - 200 gramos se trituran en fragmentos de 1 - 4 cm de tamaño y se colocan en un beaker de vidrio.
2. Se vierte ácido clorhídrico con una concentración de 10%, la cantidad suficiente para cubrir el material triturado por completo y se dejan hasta que cesa la reacción, lo cual es un indicativo de la completa disolución del carbonato de calcio presente. Este paso es fundamental para evitar la formación de fluorita que protege a las muestras de la reacción con ácido fluorhídrico (Bandini et al., 2008), que es fundamental para la extracción de los radiolarios (ver en el punto 4).
3. Las muestras se enjuagan y se colocan en un beaker de plástico.
4. A este beaker se agregan 150 mililitros de ácido fluorhídrico (HF) diluido al 4% y se dejan en reposo dentro de una campana de extracción para evitar exposiciones a los vapores emanados. El tiempo de reacción para esta fase fue variado entre las muestras con el fin de experimentar distintos resultados (apéndice 5).
5. Luego del tiempo de reacción con HF, se hace el lavado de la muestra con agua ultrapura pasando el residuo a través de tamices de 300 μm , 100 μm y 60 μm reteniendo la fracción de 100 μm – 60 μm del residuo.
6. Los residuos de cada fracción se dejan secar en porcelanas sobre la plantilla a una temperatura de 60° C.
7. Al obtener el residuo seco de las fracciones, se lleva a cabo el entresacado de radiolarios por medio de un microscopio binocular Stemi DV4, marca ZEISS., el cual permite la selección de granos a detalle. Para este proceso se utiliza una base metálica de color negro que facilita la identificación entre los granos y láminas o celdillas de cartón para almacenar los radiolarios extraídos con la ayuda de un pincel adaptado para la utilización de únicamente un filamento de origen natural. El uso de dicho material de cartón y pincel es

de gran importancia ya que se identificó que, si se utilizan láminas o celdillas plásticas, así como pincel de material sintético, el manejo de los radiolarios se dificulta debido a un efecto de electricidad estática entre los materiales que puede provocar pérdida de los organismos identificados. El tiempo de dedicación para el proceso de entresacado varía según la cantidad de residuo seco obtenido, así como de la calidad. Se estima una duración aproximada que va de 8 hasta 40 horas de trabajo por muestra.

8. Los granos identificados como posibles radiolarios son colocados en un papel adhesivo de carbón el cual es adherido previamente a una base metálica circular que se recubre con una capa catódica de oro (Au) y de esta forma, es posible introducir la muestra en el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) por medio de un portaobjetos en el que se coloca la platina. Fue utilizado el Microscopio Electrónico de Barrido de marca Hitachi modelo S-3700 y el microscopio marca Zeiss modelo Sigma 300, que posee el Centro de Investigaciones en Estructuras Microscópicas (CIEMic) de la Universidad de Costa Rica, que permiten la obtención imágenes de alta resolución por medio de un haz de electrones que interacciona con la muestra cuya superficie fue metalizada y que se encuentra en un entorno sometido a una columna de alto vacío.
9. Se realiza la identificación de taxones por medio de las fotografías obtenidas y se establecen edades a partir de rangos compuestos basados en los datos de la literatura. Las principales publicaciones que se utilizan como referencia en la definición de la sinonimia son: Pessagno (1976), Taketani (1982), Thurow (1988), O'Dogherty (1994), Vishnevskaya (2001) y Bragina (2004). Para la detección de taxones es necesario llevar a cabo una revisión bibliográfica exhaustiva cuyo tiempo de dedicación depende de la preservación de los organismos, ya que esto define la facilidad con que puede llegar a identificarse el taxón a partir de las estructuras esqueléticas que conserva.

Apéndice 5. Datos de las muestras procesadas en la presente investigación, se especifica cada muestreo. Para el contenido de entresacado, el símbolo “-” indica que no hay recobro, bajo: 1-23 granos, moderado: 23 – 46 granos y abundante: 46-70 granos. En el caso de la preservación, se considera baja: sin identificación de taxones y moderada: con identificación de taxones.

Muestra	Longitud (CRTM05)	Latitud (CRTM05)	Tiempo procesado	Contenido entresacado	Comentario	MEB	Fotografías MEB	Taxones	Preservación
RTSJ-1			4 d	-		-	-	-	-
RTSJ-1	309390	1109246	22,5 h	-	Sucesión basaltos-chert.	-	-	-	-
RTSJ-1A			3 d	Moderado		✓	0	0	-
RTSJ-2	309381	1109249	4 d	Bajo	Chert verde, recristalizado, intralava.	✓	0	0	-
RTSJ-3			2 sem	Moderado		✓	32	24	Moderada
RTSJ-3			1 sem	Moderado		✓	23	14	Moderada
RTSJ-3	309393	1109259	69 h	Abundante	Sedimentos Intralava	✓	16	10	Moderada
RTSJ-3			2 h	-		-	-	-	-
RTSJ-3			16 h	Moderado		✓	0	0	-
RTSJ-4			1 sem	Moderado		✓	0	0	-
RTSJ-4			2 sem	-	Chert rojo	-	-	-	-
RTSJ-4B	309390	1109259	4 d	Abundante	Chert blanco brechoso, con estructuras de extensión.	✓	9	0	Baja
RTSJ-6			5 h	Bajo		✓	0	0	-
RTSJ-6			4 d	Moderado		✓	0	0	-
RTSJ-6	309427	1109277	5 d	Bajo	"Boudinage".	✓	0	0	-
RTSJ-6			1 sem	Bajo		✓	12	3	Moderada
RTSJ-6			2 sem	Bajo		✓	8	3	Moderada
RTSJ-7			4d	Abundante		✓	0	0	-
RTSJ-7	309427	1109277	1 sem	Moderado	Chert nodular	✓	15	0	Baja

Muestra	Longitud (CRTM05)	Latitud (CRTM05)	Tiempo procesado	Contenido entraesacado	Comentario	MEB	Fotografías MEB	Taxones	Preservación
RTSJ-8	309436	1109280	4 d	-	Chert rojo.	-	-	-	-
RTSJ-9	309445	1109298	4 d	-	Chert rojo.	-	-	-	-
RTSJ-10			3 d	-		-	-	-	-
RTSJ-10	309442	1109298	22,5 h	Bajo	Chert gris rodeado de rojo y amarillo.	✓	0	0	-
RTSJ-10			3 d	Bajo		✓	0	0	-
RTSJ-10			1 sem	Bajo		✓	0	0	-
RTSJ-11	309442	1109298	4 d	-	Chert amarillo.	-	-	-	-
RTSJ-12	309448	1109295	4 d	Moderado	Chert brechoso blanco.	✓	4	0	Baja
RTSJ-13	309460	1109304	4 d	-	Chert blanco.	-	-	-	-
RTSJ-14	309473	1109307	4 d	Bajo	Chert rojo	✓	0	0	-
RTSJ-15	309349	1109520	4 d	-	Sedimentos intralava	-	-	-	-
RTJI-1	379641	1096737	1 sem	Bajo		✓	-	0	
RTJI-2	379641	1096737	1 sem	Bajo		✓	-	0	
RTJI-3	379641	1096737	1 sem	Bajo		✓	-	0	
RTJI-4	379641	1096737	1 sem	Bajo		✓	-	0	
RTJI-5	379641	1096737	1 sem	Bajo	Brecha y radiolaritas estratificadas en pared alta, quebrada.	✓	-	0	
RTJI-6A	379641	1096737	1 sem	Bajo		✓	-	0	
RTJI-6B			1 sem	Bajo		✓	-	0	
RTJI-7	379641	1096737	1 sem	Bajo		✓	-	0	
RTJI-8	379641	1096737	1 sem	Bajo		✓	-	0	
RTJI-9	379641	1096737	1 sem	Bajo		✓	-	0	
RTJI-10	379641	1096737	1 sem	Bajo		✓	-	0	
RTJI-11	379590	1096956	1 sem	Moderado	Bloque de radiolarita	✓	24	8 (+6 moldes)	Moderada

Muestra	Longitud (CRTM05)	Latitud (CRTM05)	Tiempo procesado	Contenido entraesacado	Comentario	MEB	Fotografías MEB	Taxones	Preservación
RTMT-1	382803	1067386	1 sem		Intercalaciones de chert rojo con niveles grises dentro de bloque de basalto.	✓	5	2	Moderada
RTMT-2	382803	1067386	1 sem	Bajo	Intercalaciones de chert rojo-gris dentro de bloque de basalto. Basalto presenta bloques métricos a decimétricos de chert.	✓	0	0	-
RTMT-3			3 d	-	Bloque métrico de radiolarita, intercalado con basalto.	-	-	-	-
RTMT-3	382803	1067386	1 sem	Bajo		✓	12	7	Moderada
RTMT-4	382758	1067375	1 sem	Bajo	Lente de chert dentro de brecha de basalto. Lentes de sedimento, no bloques.	✓	0	0	-
RTMT-5	382803	1067386	1 sem	-	Radiolarita sobre basalto, horizonte rojo	-	-	-	-
RTMT-6	382868	1067712	1 sem	-	Bloque chert blanco, laminado, se observan posibles radiolarios.	-	-	-	-
RTMT-7	382868	1067712	1 sem	Bajo	Bloque chert blanco, laminado, se observan posibles radiolarios.	✓	3	0	Baja
RTMT-8	382955	1067786	1 sem	Bajo	Bloque de radiolarita.	✓	0	0	-
RTMT-9	383015	1067846	1 sem	Bajo	Caliza muy deformada, fuerte reacción al HCl, con niveles de chert rojizo.	✓	6	0	Baja
MT-LOB-3	383177	1067967	1 sem	Bajo	Estrato de radiolarita	✓	1	1	Moderada