

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

**FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y
PETRÓLEOS**

**ESTRATIGRAFÍA Y PALEONTOLOGÍA DE AMONITES DE LA
FORMACIÓN SANTIAGO (JURÁSICO INFERIOR), EN LA
CORDILLERA CUTUCÚ, SURESTE DEL ECUADOR**

**TRABAJO DE TITULACIÓN PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE
INGENIERA GEÓLOGA
OPCIÓN: PROYECTO DE INVESTIGACIÓN**

RUTH BELÉN VELA MARTÍNEZ

belen_vela_@hotmail.com

DIRECTOR: M.Sc. José Luis Román Carrión

joseluis.roman@epn.edu.ec

CODIRECTOR: Dra. Ana Cabero

ana.cabero@epn.edu.ec

Quito, noviembre 2019

DECLARACIÓN

Yo, RUTH BELÉN VELA MARTÍNEZ, declaro que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentada para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

La Escuela Politécnica Nacional, puede hacer uso de los derechos correspondientes a este trabajo, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.

RUTH BELÉN VELA MARTÍNEZ

CERTIFICACIÓN

Certificamos que el presente trabajo fue desarrollado completamente por RUTH BELÉN VELA MARTÍNEZ, bajo nuestra supervisión.

M.Sc. José Luis Román Carrión

PhD. Ana Cabero del Rí

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a Diosito que me ha permitido estar en esta senda, por llevarme con las personas correctas que me han enseñado todo lo bueno de la vida y que me permitido culminar uno de mis objetivos.

A la Escuela Politécnica Nacional, por ayudarme con el financiamiento de este Proyecto y darme las pautas para seguir progresando en mi ámbito profesional.

A mi amado papito, sus consejos, anécdotas, y sobre todo su gran paciencia aportaron grandes cambios en mis valores, principios y decisiones en mis momentos de dificultad. ¡¡Gracias Papito!! Atesoro nuestras maratones. La motivación de cada día me ha servido para retomar nuevos caminos. Esta meta lograda es gracias a usted papito, su apoyo incondicional, su cariño y esfuerzo lo tengo muy presente en cada paso de mi vida.

A mi amada mamita, quien sabe ser el apoyo incondicional en todo momento, mi amiga, mi cómplice, por siempre alimentarme con su rica sazón que me permitieron culminar esta gran etapa de mi vida. Es una mujer que nunca se deja vencer por las adversidades, me gusta ser su pequeño tesoro.

A mi hermanito, un agradecimiento especial por cuidarme en todo momento, eres un hombre de gran fortaleza, carisma e inteligencia. Gracias por seguir siendo parte de mi vida.

A mi hermanita, mi amiga, mi confidente. Nuestras conversaciones nocturnas, días de aprendizaje, viajes inesperados, apuestas futuras, risas y más risas me ayudaron a seguir hasta este punto. ¡¡Te adoro ñañita bonita, ya vuelve!!

A Jhonny, por ser mi apoyo en cada circunstancia y durante la culminación de esta etapa. Por ser mi soporte de amor, risas y fortaleza en todo momento y su rica comida, abrazos, viajes, conversaciones me dieron ganas de seguir con más ñeque este camino. Júnticos!!

A la familia Lozada Valencia, que con su amistad y cariño me han dado ánimos para culminar este objetivo de mi vida. Los quiero.

Un agradecimiento muy especial para mi director de Tesis, el Msc. José Luis por todos sus consejos de vida y de carrera, por su tiempo y su amplio conocimiento quien supo guiarme en cada duda y en el desarrollo de este proyecto. Muchas gracias por toda su paciencia.

A mi querida Ing. Anita, que más que una profesora ha sido una persona de admirar siempre con su buen ánimo y consejos para impulsar el desarrollo de nuestra formación profesional. Es una persona respetable y estoy muy agradecida con la vida por permitirme conocerla y tratarla.

Al Dr. Germán Martín Merino por su disponibilidad de ayuda y sus consejos para culminación para este proyecto.

A mis queridas amigas de corazón Kathy y Roxy, por su cariño, amistad, y sobre todo por su apoyo en mi vida, además de sus ánimos y consejos en la culminación de este proyecto, en las campañas de campo y todas las palabras que supieron darme en su momento y por las tantas charlas, juegos, cenas demenciales, chumas y deberes. Las llevo siempre en mi mente y espero seguir así, juntitas. Las quiero.

A mi amiguito Oscar, por siempre sacarme una sonrisa y apoyarme durante toda nuestra carrera.

A la Dra., Beatriz Aguirre Urreta, paleontóloga de la Universidad de Buenos Aires, por los valiosos comentarios para la culminación de este Proyecto, gracias por su tiempo.

A mi compa Dario Reina, quien supo guiarme en mis dudas para la culminación de este Proyecto.

DEDICATORIA

Este logro y esfuerzo es por ustedes: **LUIS MARCELO VELA** y **JULIA MARGARITA MARTÍNEZ**. Verlos felices y sonreír cada día es lo que me motiva a seguir por más y ser mejor cada día. Gracias a ustedes he llegado hasta aquí y convertirme en lo que soy. ¡Son los mejores!

INDICE DE CONTENIDO

| | |
|--|-----------|
| CAPÍTULO I – INTRODUCCIÓN | 12 |
| 1.1 INTRODUCCIÓN | 12 |
| 1.2 ANTECEDENTES | 13 |
| 1.3 HIPÓTESIS | 14 |
| 1.4 OBJETIVOS | 14 |
| 3.1.1 OBJETIVOS GENERALES..... | 14 |
| 3.1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS | 14 |
| 1.5 ÁREA DE ESTUDIO | 15 |
| 3.1.3 UBICACIÓN Y ACCESO DE LA ZONA DE UBICACIÓN | 15 |
| 1.6 ALCANCE | 16 |
| CAPÍTULO 2 – MARCO TEÓRICO | 18 |
| 2.1 MARCO GEODINÁMICO | 18 |
| 2.2 GEOLOGÍA DEL SUBANDINO ECUATORIANO | 19 |
| 2.1 GEOLOGÍA CUENCA ORIENTE..... | 20 |
| 2.2 ESTRATIGRAFÍA..... | 21 |
| 2.3 PALEOGEOGRAFÍA DEL JURÁSICO | 28 |
| 2.4 CONCEPTOS PALEONTOLÓGICOS | 30 |
| 2.5.1 TAXONOMÍA..... | 30 |
| 2.5.2 TAFONOMÍA..... | 30 |
| 2.5 CARACTERÍSTICAS DE LOS AMONITES..... | 32 |
| 2.6 DIMORFISMO SEXUAL..... | 41 |
| CAPÍTULO 3 - METODOLOGÍA Y ALCANCE | 44 |
| 3.1 INFORMACIÓN DE CAMPO | 44 |
| 3.1.4 RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA Y CARTOGRÁFICA DE LA ZONA..... | 44 |
| 3.1.5 CAMPAÑAS DE CAMPO Y MUESTREO | 45 |
| 3.2 METODOLOGÍA DE ESTUDIOS FÓSILES..... | 47 |
| 3.2.1 LIMPIEZA Y TRATAMIENTO DE MUESTRAS..... | 47 |
| 3.2.2 ESTUDIO DE FÓSILES..... | 49 |
| 3.3 ANÁLISIS TAFONÓMICO | 52 |
| 3.4 ANÁLISIS DE ABUNDANCIA RELATIVA | 53 |
| 3.5 ANÁLISIS PETROGRÁFICOS | 54 |
| CAPITULO 4 – RESULTADOS | 55 |
| 4.1 CORTE GEOLÓGICO | 56 |
| 4.1 DESCRIPCIÓN DEL CORTE SOBRE LA VÍA PATUCA - SANTIAGO. | 57 |
| 4.2 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL ÁREA | 58 |
| 4.3 DESCRIPCIÓN DE UNIDADES FOSILÍFERAS ESTUDIADAS..... | 59 |
| 4.4 RESULTADOS PALEONTOLÓGICOS | 64 |
| 4.5.1 DESCRIPCIONES TAXONÓMICAS | 64 |
| 4.5.2 DESCRIPCIÓN TAFONÓMICA..... | 80 |
| CAPÍTULO 5 - INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN | 89 |
| 5.1 PALEOECOLOGÍA..... | 89 |
| 5.1.1 ABUNDANCIA..... | 89 |

| | | |
|---|---|------------|
| 5.1.2 | DOMINANCIA E ÍNDICE DE SIMPSON | 91 |
| 5.1.3 | ANÁLISIS DE DIMORFISMO SEXUAL | 92 |
| 5.1.4 | HÁBITAT Y AMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN | 92 |
| 5.3 | CORRELACIÓN CON OTRAS CUENCAS SEDIMENTARIAS JURÁSICAS DE SUDAMÉRICA 96 | |
| 5.3.1 | COMPARACIÓN CON ESTUDIOS PREVIOS EN LA ZONA..... | 96 |
| 5.3.2 | COMPARACIÓN CON OTROS ESTUDIOS DE EDADES SIMILARES..... | 101 |
| 5.4 | PALEOBIOGEOGRAFÍA DE AMONITES DURANTE EL JURÁSICO | 103 |
| CAPÍTULO 6 - CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES..... | | 105 |
| 6.1 | CONCLUSIONES..... | 105 |
| 6.2 | RECOMENDACIONES | 107 |
| CAPÍTULO 7 – BIBLIOGRAFÍA..... | | 108 |

INDICE DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1.1 Mapa de ubicación de la zona de estudio de la Formación Santiago en la Cordillera Cutucú. | 15 |
| Figura 1.2 Visualización de los tramos de acceso para la revisión paleontológica y litoestratigráfica de afloramientos de la Formación Santiago, al sur este del Ecuador. 16 | |
| Figura 2.1 Localización de las provincias morfo estructurales y campos petrolíferos en la Cuenca Oriente (Tomado de Baby et al., 2014). | 20 |
| Figura 2.2 Columna estratigráfica de la Formación Santiago y sus diferentes subdivisiones según Gaibor et al., (2008). | 25 |
| Figura 2.3 (A, B, C) Mapas paleogeográficos del Jurásico, tomados de http://deeptimemaps.com/map-room-non-profit/ | 29 |
| Figura 2.4 Esquema de los procesos tafonómicos para obtener la huella del fósil. (1) Amonite vivo. (2) amonite muerto sobre el estrato, partes blandas empiezan a descomponerse. (3) Sedimentos empiezan a acumularse sobre el fósil. (4) Parte interna de la concha se rellena de sedimento y junto con los estratos empieza la diagénesis. (5) La acidez del medio destruye el material de la concha disolviéndolo permitiendo preservar el molde interno del amonite. (6) Formación de un molde externo. (7) Preservación de la concha calcárea y partes duras. (8) Reemplazo de la concha por soluciones inorgánicas de variada composición, dando paso a moldes secundarios. (9) Preservación del molde compuesto (Tomado y modificado de Camacho, 2007). | 31 |
| Figura 2.5 Representación esquemática de la morfología de amonites..... | 35 |
| Figura 2.6 A) D: diámetro, A: ancho, U: distancia entre el ombligo y el vientre, H: altura de la última vuelta. B) Sección transversal hipotética de un amonite en el plano de simetría. Se muestra la cámara habitación y el fragmocono dividido por septos y, los que están rodeados por un canal sinfonal que les permite regular la profundidad, estructuras basadas en los rasgos de los Nautiloideos (modificado de Arkell et al., 1957). La flecha negra indica el centro de gravedad aproximado del cuerpo. Tomado y modificado de Alván, (2009). | 36 |
| Figura 2.7 Orientación convencional de una conchilla recta y una enroscada de modo plano espiral (Tomado de Moore et al., 1964)..... | 36 |
| Figura 2.8 Morfología de enrollamiento de la concha en ammonites. (Tomado de Westermann, en Rodríguez, 2010). | 37 |
| Figura 2.9 Algunos tipos de formas de las conchas. (Tomado de Moore et al., 1964). | 38 |
| Figura 2.10 Identificación de la ornamentación en amonites. Caracteres que identifican la ornamentación en amonites. A: costillas; B: tubérculos; C: nodos; D: quilla o carena, E, F: espinas y G: cuernos. (Tomado de d'Orbigny, en Ovando, 2016). | 39 |
| Figura 2.11 Diferentes tipos de morfologías (densidad, dirección, tipo) de costillas de los ammnoideos (Tomado y modificado de Arkell en Alván, 2009). | 40 |
| Figura 2.12 Historia del dimorfismo sexual en amonites Jurásicos. Las barras representan porcentajes de especies con presencia de dimorfismo sexual. Tomado de Klug et al. (2015). | 42 |
| Figura 3.1 Información cartográfica de la zona de estudio de acuerdo al acceso libre de la ciudadanía (http://www.geoportaligm.gob.ec)..... | 44 |

| | |
|---|----|
| Figura 3.2 Afloramientos estudiados en las campañas de campo realizado dentro del Proyecto de Investigación PIS-15-04. Primera campaña y segunda campaña: Trayecto Méndez-Patuca-Santiago. | 46 |
| Figura 3.3 (A) Almacenamiento de los ejemplares de amonites en el trayecto vial Patuca- Santiago. (B) Miembro Yukianza. (C) Colección de los fósiles de amonites en el Miembro Yukianza en el Trayecto Logroño-Chiguaza. (D) Afloramiento fosilífero del Miembro Yukianza en la vía Patuca -Santiago..... | 47 |
| Figura 3.4 Técnica utilizada para el retiro de material rocoso/ sedimento del material fósil (amonites). A) Se observa el uso de cincel y martillo para liberar al fósil del material rocoso. B) Uso del air scribe para acentuar suavemente las orillas del fósil elegido (Tomado de Gil & Mora, 2016). | 48 |
| Figura 3.5 Metodología del tratamiento de limpieza e identificación de los ejemplares de amonites. A) Limpieza de sedimento sobrante más consolidado sobre la ornamentación del ejemplar amonoideo, con ayuda del scribe. B) Aclarar la ornamentación relevante como morfología de costillas, quilla con pinzas que no dañen al amonite. C) Verificar partes morfológicas de las diferentes especies encontrados. D) Etiqueta de los ejemplares de individuos para una mejor identificación y tratamiento de información en el análisis taxonómico..... | 49 |
| Figura 3.6 Análisis morfológico para los ammonoideos. El ejemplar pertenece a la especie de Paltechioceras cf. harbledownense. Líneas punteadas rosadas y discontinuas indican el centro de gravedad del amonite (vista lateral del ejemplar, colocándolo en su posición original de desplazamiento). 1) Medida del Ombligo; 2) Medida del diámetro ubicado a 90° del centro de gravedad; 3) Medida de la última vuelta; 4) Medida del espacio intercostal, es decir el espacio entre costillas; 5) Indica el número de vueltas presente en el amonite tomando en cuenta 360° por vuelta (Tomado y modificado de Klug et al, 2015)..... | 50 |
| Figura 4.1 Corte realizado siguiendo la carretera Patuca – Santiago, el tramo posee una dirección W-E. (ver orientación marcada en Fig. 3.2)..... | 56 |
| Figura 4.2 Columna estratigráfica del miembro fosilífero (Miembro Yukianza) con un espesor de 850 metros aproximadamente, donde se observa los niveles con fósiles de amonoideos presentes en los afloramientos. Los puntos negros señalan las muestras estudiadas en láminas delgadas (Anexo I)..... | 58 |
| Figura 4.3 Afloramientos del Miembro Río Santiago. (A) Calizas arenosas. (B, C, D) Ripples longitudinales a sinuosos. | 59 |
| Figura 4.4 (A y B) Volcanoclástico (Transición de Miembros)..... | 60 |
| Figura 4.5 Afloramientos del Miembro Yukianza. (A) Secuencia de areniscas y lutitas. (B) Secuencia de lutitas subhorizontales. (C) Secuencia de lutitas fosilíferas alternantes con areniscas de grano fino. (D) Muestra de las lutitas fosilíferas. (E) Secuencia de horizontes con estructuras sedimentarias. (F) Estructuras sedimentarias de laminación cruzada. | 61 |
| Figura 4.6 Afloramiento del Miembro Patuca. (A) Secuencia de areniscas y lutitas con fósiles esporádicos de amonites. (B) Muestra de las lutitas en las que aparecen restos de amonites. | 62 |
| Figuras 4.7 - 4.8: Vermiceras sp. del Hettangiano al Sinemuriano inferior. | 76 |
| Figuras 4.9 - 4.10: Arnioceras sp. del Sinemuriano..... | 76 |
| Figuras 4.11- 4.12 - 4.13: Paltechioceras cf. harbledownense, posiblemente adulto de tipo A (Makowski, 1962) y Paltechioceras cf. harbledownense, asociación de juveniles de tipo A (Makowski, 1962) respectivamente del Sinemuriano superior. | 76 |

| | |
|--|----|
| Figura 4.14: Paltechioceras aff. mexicanum del Sinemuriano superior. | 76 |
| Figuras 4.15 - 4.16: Paltechioceras aff. mexicanum del Sinemuriano superior. | 76 |
| Figuras 4.17 - 4.18: Orthechioceras cf. pauper del Sinemuriano superior..... | 76 |
| Figuras 4.19 - 4.20 - 4.21: Orthechioceras cf. pauper del Sinemuriano superior..... | 76 |
| Figuras 4.22 – 4.23 - 4.24 - 4.25: Orthechioceras cf. pauper del Sinemuriano superior conchas masculinas..... | 76 |
| Figuras 4.26 - 4.27: Orthechioceras aff. Incaguesiense del Sinemuriano Superior. ... | 76 |
| Figuras 4.28 – 4.29 – 4.30: Leptechioceras sp. del Sinemuriano superior. | 76 |
| Figuras 4.31- 4.32: Schlotheimia sp. del Hettangiano. | 76 |
| Figura 4.33 Asociación de amonoideos: Se observa (1) Orthechioceras cf. pauper, (2) Orthechioceras aff. Incaguesiense y (3) Paltechioceras cf. harbledownense. La escala indica 70 mm. Además, se observa 2 direcciones de diaclasamiento en forma vertical, con grado de meteorización intermedio en una lutita arenosa. La muestra pertenece a los afloramientos estudiados en la vía Logroño – Chiguaza..... | 82 |
| Figura 4.34 Arnioceras sp. | 84 |
| Figura 4.35 Asociación fosilífera de Paltechioceras cf. harbledownense y Paltechioceras aff. mexicanum, además la Figura 4.35 presencia de una quilla, posiblemente huella de la familia Echioceratidae..... | 84 |
| Figura 4.36 Molde de una quilla de la especie Paltechioceras aff. mexicanum. | 84 |
| Figura 4.37 Asociación fosilífera de Orthechioceras aff. incaguesiense, Orthechioceras cf. pauper concha femenina [M] y concha masculina [m], (ver apartado 5.1) y Paltechioceras cf. harbledownense..... | 84 |
| Figura 4.38 Moldes de microconchas de la especie Orthechioceras cf. pauper | 84 |
| Figura 4.39: Moldes de la especie Paltechioceras cf. harbledownense de diferentes tamaños (juveniles?)..... | 84 |
| Figura 4.40: Asociación fosilífera de amonites (¿Leptechioceras? sp.; Schlotheimia) y presencia de bivalvo no identificable..... | 84 |
| Figura 4.41: Ejemplares con microconchas encima de macroconchas de la especie Orthechioceras cf. pauper..... | 84 |
| Figura 4.42: Macroconcha y microconcha de la especie Orthechioceras cf. pauper. 84 | |
| Figura 4.43: Asociación fosilífera de Vermiceras sp.; Orthechioceras cf. incaguesiense y restos de Echioceratidae y Arietitidae no identificados. | 84 |
| Figura 4.44: Arietitidae indeterminado..... | 84 |
| Figura 5.0.1 Representación gráfica del espectro de hábitat de las Familias Arietitidae y Echioceratidae de Westermann (1996) junto con la columna estratigráfica sintética de las facies analizadas del Miembro Yukianza (ver columna, Fig. 4.2) (Tomado y modificado de Westermann, 1996). | 94 |
| Figura 5.0.2 Correlación de las zonas de amonites del Hettangiano Temprano, Subzonas (gris), líneas entrecortadas indican correlación aproximada. Tomado y modificado de Hillebrandt et al., (2013)..... | 98 |
| Figura 5.0.3 Columna del GSSP para la base del Sinemuriano del acantilado costero al norte de East Quantoxhead, West Somerset, SW England. Se indica el número de estratos de Palmer (1972; C-números a la izquierda) y de Whittacker y Green (1983, números a la derecha). En Blanco: caliza; en Negro: Lutitas bituminosas; en trama vertical: marga. En los estratos 115-116 la lutita bituminosa no es indicada porque no fue posible realizar una medida exacta. Nótese que el límite de la etapa está dentro de una unidad litológicamente homogénea (lutita bituminosa). (Tomado de Bloss & Page,2002). | 98 |

INDICE DE TABLAS

| | |
|--|-----|
| Tabla 5.1 Número de especies registradas en la Formación Santiago. | 89 |
| Tabla 5.2 Abundancia relativa del registro fosilífero presente en el Miembro Yukianza. Abundancia relativa: D=índice de dominancia de Simpson, 1-D=Índice de diversidad de Simpson..... | 91 |
| Tabla 5.3 Hábitat representativo para los amonites (familia y género) de la Formación Santiago. Tomado y modificado de Westermann (1996). X= Dominante, x= abundante, o= escaso, (*) = No se tiene suficiente información sobre el ambiente de esta familia. | 93 |
| Tabla 5.4 <i>Recopilación bibliográfica de estudios previos de la Formación Santiago.</i> | 100 |

INDICE DE ANEXOS

| | |
|--|--------------------------------------|
| ANEXO I – Láminas delgadas | ¡Error! Marcador no definido. |
| ANEXO II - Relaciones de taxones contenidos en las localidades fosilíferas de los miembros Yukianza y Patuca con sus principales dimensiones..... | ¡Error! Marcador no definido. |
| ANEXO III - Análisis tafonómico de las especies de amonoideos recolectados en el Miembro Yukianza. | ¡Error! Marcador no definido. |

GLOSARIO

aff. = que tiene afinidad pero que no es idéntica a la especie.

cf. = grado de incertidumbre de la especie.

Flysch = estructuras sedimentarias. La característica de los afloramientos de tipo flysch es que las rocas se alternan en calizas, lutitas, calizas y lutitas es decir de roca dura a roca blanda, depende de la elasticidad de los estratos.

ABSTRACT

Mesozoic rocks at southeast of Ecuador in the Cutucu range include the lower Jurassic sedimentary marine sequence deposited during extensional events 199 Ma ago Santiago Formation approximately. In this Formation, marine and volcanoclastic rocks are dated of Sinemurian – Hettangian (201 to 190 Ma) ages based on high accumulations of ammonites in some members. This work analyzes the fossil record of the ammonites of the most fossil Member, the Yukianza Member.

Field studies and lithological descriptions of the Santiago Formation were carried out on the Patuca-Santiago road and surrounding areas; as well as taxonomic identifications and taphonomic analyses of the sampled ammonites in the laboratory. As results of the work the information obtained is synthesized in a stratigraphic column of about 850 thickness and in a geological section. The lower member of the Santiago Formation corresponds to a sequence of calcareous platform (limestone and calcareous sandstones) called Rio Santiago Member, the intermediate Member consists of shales and sandstones rich in organic matter deposited in a turbiditic environment known as the Yukianza Member and finally the Upper member consists of sandstones, limolites and black shales with basaltic intercalations deposited in a deltaic environment called Patuca Member.

There were sampled 355 specimens of ammonites mainly at the Yukianza Member characterized by distal facies local high ammonite content. The following species were identified: *Arnioceras* sp., *Leptechioceras* sp., *Paltechioceras* cf. *harbledownense*, *Paltechioceras* aff. *mexicanum*, *Orthechioceras* aff. *Incaguesiense* *Orthechioceras* cf. *pauper*, *Schlotheimia*, *Vermiceras* sp., in the locality of Chiguaza. The fossiliferous facies corresponds to a shallow epicontinental platform maximum 185 m deep. The levels with high concentration of ammonites in the Yukianza member is related to a diverse planktonic ecosystem together with calm conditions and probably anoxic bottom processes during the Sinemurian that favored accumulation and preservation. The paleontological study was completed with an study of sexual dimorphism of Jurassic ammonites in the Santiago Formation, as well as abundance and abundance analyses.

RESUMEN

Las rocas Mesozoicas del sureste del Ecuador en la Cordillera de Cutucú incluyen el Jurásico Inferior con una secuencia marina sedimentaria depositada durante eventos extensionales aproximadamente hace 199 Ma, la Formación Santiago. En dicha Formación, se observan rocas de tipo marino y volcanoclásticas del Hettangiano al Sinemuriano (201 a 190 Ma) datadas principalmente por la alta acumulación de amonites en ciertos niveles. En este trabajo se analiza el registro fósil de los amonites del Miembro más fosilífero, el Miembro Yukianza.

Se realizaron campañas de campo y descripciones litológicas a lo largo de la carretera Patuca- Santiago y alrededores, así como identificaciones taxonómicas de los amonites muestreados y análisis tafonómicos de los mismos en gabinete. Como resultados del trabajo se sintetiza la información obtenida en una columna estratigráfica de unos 850 metros de potencia y en un corte geológico a lo largo de la carretera Patuca-Santiago.

Gaibor et al. (2008) clasifica a la Formación Santiago en tres miembros sedimentarios: Miembro Río Santiago, Miembro Yukianza, Miembro Río Santiago.

En este estudio el Miembro inferior de la Formación Santiago corresponde a una secuencia de plataforma calcárea (calizas y areniscas calcáreas) llamada Miembro Río Santiago, el Miembro intermedio consta de lutitas y areniscas ricas en materia orgánica depositadas en un ambiente turbidítico conocido como el Miembro Yukianza y finalmente el Miembro superior consiste de areniscas, limolitas y lutitas negras con intercalaciones basálticas depositadas en un ambiente deltaico llamado Miembro Patuca.

Se estudiaron 355 ejemplares representativos de amonites de todo el contenido fosilífero del Miembro Yukianza caracterizado por facies distales con horizontes con abundantes amonites. Se identificaron las siguientes especies: *Arnioceras* sp., *Leptechioceras* sp., *Paltechioceras* cf. *harbledownense*, *Paltechioceras* aff. *mexicanum*, *Orthechioceras* aff. *incaguesiense*, *Orthechioceras* cf. *pauper*, *Schlotheimia*, *Vermiceras* sp., en la localidad de Chiguaza. El conjunto de las facies corresponde a una plataforma somera de hasta 185 metros de profundidad. La alta concentración de amonites en el miembro Yukianza es relacionado a diversos ecosistemas planctónicos junto con condiciones tranquilas y procesos anóxicos. Durante el Sinemuriano que favoreció la acumulación y preservación. El estudio

paleontológico fue completado con un estudio de dimorfismo sexual de amonites del Jurásico en la Formación Santiago, así como la abundancia y análisis de abundancia.

CAPÍTULO I – INTRODUCCIÓN

1.1 INTRODUCCIÓN

El presente trabajo se desarrolló en el marco del Proyecto de Investigación Geológico “Análisis Paleontológico y Estratigráfico de la Cuenca alta del Río Santiago” dentro del margen occidental de la Cuenca Oriente (Sistema Subandino) en la zona morfoestructural conocida como la Cordillera del Cóndor y el Levantamiento Cutucú.

En el presente proyecto de investigación se estudió la paleontología y estratigrafía de la Formación Santiago, principalmente el Miembro Yukianza potencialmente fosilífero en la Cordillera de Cutucú, y mediante el análisis del contenido de amonites, se contribuyó a la actualización taxonómica de especies, e interpretación paleoambiental.

La zona de estudio se localiza al oeste las ciudades de Macas y Sucúa, en los alrededores de la Cordillera de Cutucú, en la Provincia de Morona Santiago (Fig. 1.1).

La Formación Santiago consiste en calizas, areniscas calcáreas, lutitas negras e intercalación de niveles volcánicos y diques. Las secuencias marinas se caracterizan por el contenido fosilífero de amonites (Gaibor et al., 2008).

La alta presencia de ejemplares fósiles de amonites en los afloramientos del Miembro Yukianza, permitieron desarrollar un análisis tafonómico y estudio de abundancia relativa para entender los procesos que condicionaron la acumulación de amonites y complementar el ambiente de acumulación.

La Formación Piuntza representa el equivalente lateral de la parte baja de la Formación Santiago (Jaillard et al., 1995).

Los estudios científicos de la cuenca Oriente se han centrado en el interés petrolífero. La información estratigráfica y paleontológica de la Formación Santiago incluye trabajos previos como el de: Tschopp (1953), que cita la presencia de restos de fósiles de peces en la Formación, mientras que Aspden et al., (1992), Pavia (1992), Dommergues et al., (2004) y Gaibor et al., (2008), presentan resultados referentes a estudios sedimentológicos de la Formación, e identificación de especies presente en ella, pero sin hacer referencia a la ubicación estratigráfica de las especies de invertebrados (amonites principalmente).

Actualmente la Formación Santiago, no posee un registro físico de ejemplares fósiles catalogados en las colecciones científicas de los museos petrográficos y

paleontológicos del país; por ello se pretende ampliar la información sobre la localización geográfica de los fósiles, junto con su descripción taxonómica, centrada en amonites. Todo ello ayudará a determinar las características generales de las unidades sedimentarias fosilíferas de la Formación Santiago que dieron lugar a la distribución de especies y niveles fosilíferos dentro de la secuencia estratigráfica durante el Jurásico

Por otro lado, la identificación de amonites de esta Formación permitió ampliar las colecciones paleontológicas del Museo Petrográfico del Departamento de Geología y del Laboratorio de Paleontología de la Escuela Politécnica Nacional; aportando ejemplares para el Patrimonio paleontológico del Ecuador.

1.2 ANTECEDENTES

Hacia el sureste del Ecuador en el Levantamiento Cutucú, aflora la Formación Santiago, compuesta por secuencias carbonatadas silíceas de colores grises a negras que se van alternando con areniscas calcáreas grises y secuencias de lutitas bituminosas. Dentro de esta Formación aparecen facies volcánicas hacia el oeste como: sills, diques, largas intrusiones diabásicas y porfiríticas verdosas y grises, cuyas afinidades toleíticas y calcoalcalinos evidencian un vulcanismo continental (Tschopp, 1953; Romeuf et al., 1997).

El estudio del contenido fósil de la Formación Santiago empezó con estudios sistemáticos de varias campañas de trabajo por Tschopp (1953), Bristow & Hoffstetter (1977), con la recolección de restos de peces fósiles y amonites. Estos estudios iniciales se centraron en la discriminación de la edad de la Formación de acuerdo con el registro fósil encontrado, aportando una edad del Jurásico Inferior. Trabajos posteriores de Dommergues et al. (2004), indican la presencia de los amonites *Pseudogassicerias equadorensis* nov sp., corroborando la edad de anteriores estudios (Sinemuriano temprano). Además, en estudios posteriores se ha descrito la presencia de la familia Echioceratidae (*Orthechioceras* y *Paltechioceras*) y Schlotheimiidae (*Angulaticeras*) (Gaibor et al., 2008).

Los ejemplares fósiles que han sido descritos en la Formación Santiago no poseen un registro físico en las colecciones científicas de los museos petrográficos y paleontológicos del país, ni localización adecuada de la distribución de especies y niveles fosilíferos dentro de la secuencia estratigráfica, por lo que la información de las interpretaciones de las faunas asociadas a las secuencias sedimentarias es limitada.

Debido a ello se realizó la compilación y síntesis de información y datos existentes como publicaciones, artículos científicos, libros, textos, informes técnicos, mapas topográficos (1: 50.000 y 1:25.000), Google Earth Pro, información bibliográfica del registro fósil de los amonites. Lo cual permitió la planificación de las salidas de campo y recolección de ejemplares *in situ*.

1.3 HIPÓTESIS

El análisis taxonómico de las especies fósiles (amonites), permite establecer datos de los procesos de acumulación/fosilización y ambiente de depositación en la Formación Santiago.

1.4 OBJETIVOS

3.1.1 OBJETIVOS GENERALES

Estudiar la estratigrafía de la Formación Santiago en secciones de la Cordillera de Cutucú, y analizar su contenido de amonites, contribuyendo a la actualización taxonómica de especies, e interpretación paleoambiental.

3.1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Caracterizar petrográficamente las rocas de la Formación Santiago a escala macroscópica y microscópica, en especial las unidades con restos fosilíferos de amonites.
- Describir taxonómicamente el material fósil de amonites de la Formación Santiago.
- Analizar las características paleontológicas generales de las unidades sedimentarias más fosilíferas, considerando su litología, contenido y abundancia de restos.
- Sintetizar la información estratigráfica y paleontológica para mejorar la interpretación de paleoambientes que condicionaron la depositación de la Formación Santiago.
- Contribuir al conocimiento y catalogación del patrimonio paleontológico de la Cordillera del Cutucú (sureste del Ecuador) con muestras de amonites para las colecciones paleontológicas.

1.5 ÁREA DE ESTUDIO

3.1.3 UBICACIÓN Y ACCESO DE LA ZONA DE UBICACIÓN

El área de estudio se ubica en la provincia de Morona Santiago al sureste del Ecuador, con los cantones de Logroño, Santiago de Méndez, Tiwintza (San José de Morona) y las parroquias Chiguaza Logroño, Patuca y Santiago respectivamente. Se recorrieron las vías Méndez-Sucúa-Chiguaza y Patuca-Méndez-Santiago a lo largo de los ríos Upano, Namangotza y Santiago que forman parte de la Cordillera de Cutucú para acceder a los tramos de afloramientos de la Formación Santiago (Fig. 1.1).

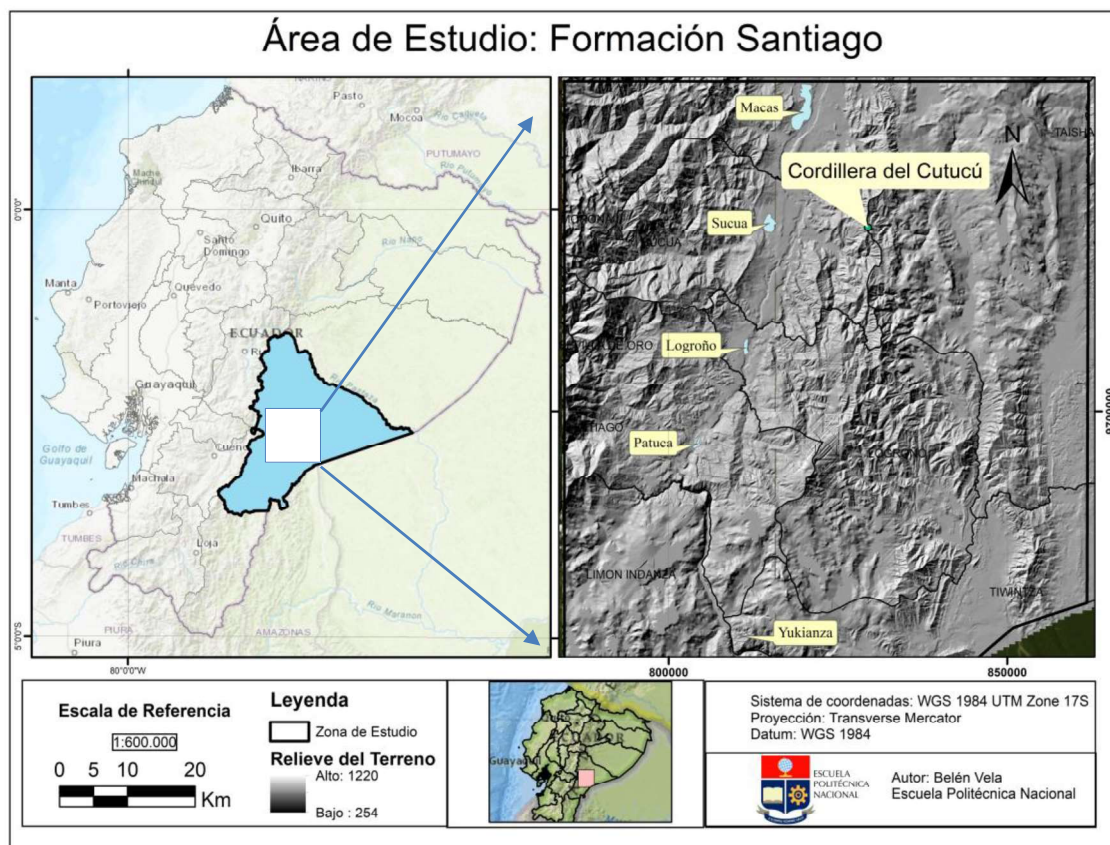


Figura 1.1 Mapa de ubicación de la zona de estudio de la Formación Santiago en la Cordillera Cutucú.

Las vías de acceso al área de estudio son: la carretera E45-camino a Méndez, Patuca, cercanías de Chiguaza como primera carretera incluida en las observaciones geológicas y paleontológicas; y la vía Patuca, Méndez, Santiago (Fig. 1.2). La mayoría de los tramos están en muy buena conservación, pero debido al clima húmedo del lugar, la espesa y abundante vegetación ha sido un factor limitante para la observación detallada de los afloramientos y el levantamiento de información estratigráfica.

Algunas secciones con pequeños deslizamientos permitieron una buena observación de los estratos y registro fósil.

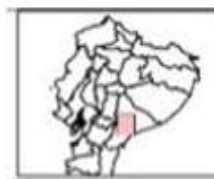
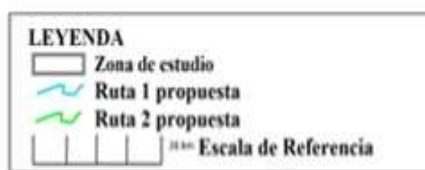


Figura 1.2 Visualización de los tramos de acceso para la revisión paleontológica y litoestratigráfica de afloramientos de la Formación Santiago, al sur este del Ecuador.

1.6 ALCANCE

En este trabajo se estudia la petrografía, ambiente de sedimentación, estratigrafía de los niveles de la Formación Santiago para así complementarlo con información paleontológica de los amonites recolectados en las campañas de campo.

El estudio abarca el estudio taxonómico y el tafonómico de los amonites que permiten obtener información para establecer los procesos de depositación de la secuencia. Para poder realizar estos análisis los fósiles fueron limpiados y estudiados en el Departamento de Biología, Facultad de Ciencias y en el Laboratorio de Paleontología, Facultad de Geología de la Escuela Politécnica Nacional de los cuales 355 ejemplares fueron estudiados.

Se hizo un análisis petrográfico microscópico de 15 láminas delgadas que corresponden a muestras de roca representativas recolectadas en las diferentes salidas al campo, realizadas en el Laboratorio petrográfico del Departamento de Geología de la EPN.

Se elaboraron secciones estratigráficas en los alrededores accesibles a los afloramientos representativos de la Formación Santiago, en este caso del Miembro Yukianza, con el fin de caracterizar la estratigrafía y niveles fosilíferos.

La logística de las salidas de campo, tratamiento de muestras de roca y sedimentos, registro fotográfico, limpieza e identificaciones de los amonites estuvo financiada por el Proyecto PIS-15-04 de la EPN.

CAPÍTULO 2 – MARCO TEÓRICO

2.1 MARCO GEODINÁMICO

El Ecuador forma parte de un sistema geodinámico convergente activo localizado en los Andes septentrionales. Hacia el sur, en la Cordillera de los Andes se subduce la Placa Nazca bajo la corteza continental Sudamericana, con una tasa de velocidad de 5-6 cm/año (Trenkamp et al., 2002); estos procesos de subducción se produjeron hace 27 Ma separando las actuales placas Nazca y Cocos (Pennington, 1981).

Los rasgos andinos de Ecuador, Colombia y Venezuela se encuentran en constante movimiento como un bloque NNE en relación con el resto de placas sudamericanas (Pennington, 1981).

La subducción superficial de segmentos oceánicos litosféricos está relacionada con la presencia de dorsales asísmicas sobre ellos. La región asísmica está separando los segmentos de Cauca y Ecuador como resultado de la separación de placas a lo largo de una zona de subducción extinta. El tamaño de los Andes está correlacionado con la subducción superficial de segmentos de placa. La existencia de una separación de bloque Norandino es debido a la colisión de la Ridge asísmica de Carnegie con la fosa de Colombia-Ecuador, causante de los movimientos de la Placa Nazca sobre el punto caliente de Galápagos (Pennington, 1981).

Gutscher et al. (1999), divide al arco magmático andino en dos segmentos diferentes: entre 1° y 2 ° por un arco activo estrecho y una zona de subducción de altos ángulos, con dirección NE y la región entre 2,5 ° N y 1 ° S caracterizado por un arco ensanchado de composiciones adakíticas (Bourdon et al., 2001; Monzier et al., 1997, 1999). La región Andina separa la Cuenca Amazónica al este y la planicie costera hacia el oeste

La Cordillera Real separa la cuenca Oriente de la zona de antearco (Jaillard et al., 1997) formada por cinco terrenos lito tectónicos separados entre sí por suturas que han sido yuxtapuestos durante procesos compresivos a los 140-120 Ma (Evento Peltetec). La Cordillera Real está constituida por rocas del Paleozoico y Mesozoico (Litherland et al. 1994).

La Cuenca Oriente es una cuenca de antepaís de tras-arco que se extiende hasta Colombia y Perú, y hacia el este en el escudo brasileño (Berrones, 1992), rico en sedimentos marinos (hidrocarburos) (Canfield et al., 1982). Presenta sedimentos de

plataforma carbonatada que descansan sobre basamento cratónico (Hughes & Pilatasig, 2002).

El basamento y las secuencias sedimentarias están intruídas por batolitos graníticos a lo largo de la Zona Subandina la cual se encuentra elevada y deformada. El relieve de la cuenca presenta depósitos de arco magmático durante el Jurásico (arco Misahuallí); la zona amazónica posee secuencias continentales rojizas de tras-arco en el Jurásico (Fm. Chapiza), y secuencias marinas Cretáceas (observadas en pozos de perforación) y capas rojas de ante –país del Cenozoico (Jaillard et al. 1997).

2.2 GEOLOGÍA DEL SUBANDINO ECUATORIANO

El área de estudio se localiza dentro del Sistema Subandino, que constituye la parte aflorante de la Cuenca Oriente donde se pueden visualizar las deformaciones recientes (Bès de Berc et al., 2005). La Zona Subandina es un cinturón plegado de tras-arco (Baldock, 1982), y su morfología permite diferenciar de norte a sur, tres unidades morfo tectónicas: Levantamiento Napo al norte, la zona morfo estructural Cutucú al sur y la Depresión Pastaza (Fig. 2.1). Las dos “antiformas” representan estructuras en flor positivas (Baby et al., 1999) desarrolladas principalmente durante el Neógeno (Baby et al., 1999). La Depresión Pastaza está deformada por fallas inversas de basamento, que generan anticlinales de propagación con vergencia Este. La Cordillera Cutucú corresponde a una antiforma compleja, desarrollada frente a la Cordillera Real y deformada por la inversión de un rift del Triásico a Jurásico (Díaz et al., 2004; Legrand et al., 2005).

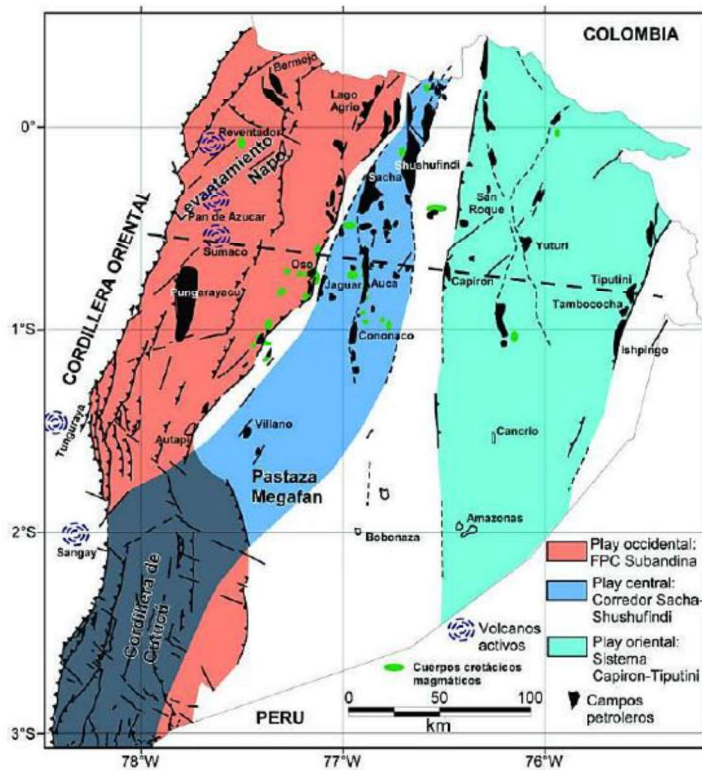


Figura 2.1 Localización de las provincias morfo estructurales y campos petrolíferos en la Cuenca Oriente (Tomado de Baby et al., 2014).

2.1 GEOLOGÍA CUENCA ORIENTE

La cuenca Oriente es una cuenca asimétrica con depósitos marinos del Cretácico y sedimentos de ambiente salobre y agua dulce del Cenozoico acumuladas en una cuenca de ante país que se desarrolló en extensión entre la Cordillera Andina y el Escudo Guyanés (Tschopp, 1953).

Tschopp (1953), describe la presencia de rocas marinas Paleozoicas de 1400 metros de potencia aproximadamente; rocas marinas del Jurásico Inferior de 1500 metros de espesor y depósitos salobres a continentales del Jurásico Superior-Medio de 2300 metros de espesor, formando parte del basamento pre-Cretácico parte del cual aflora en la Cordillera Cutucú.

Baby et al. (1999), realizan una subdivisión dentro de la Cuenca Oriente en tres importantes dominios según sus características geométricas y cinemáticas (Fig. 2.1):

Dominio Occidental o Sistema Subandino (Plioceno-Cuaternario) (Baby et al., 1999) definido por tres zonas morfo estructurales: Levantamiento Napo un domo alargado orientado NNE-SSO; Levantamiento Cutucú hacia el sur, un anticlinal muy elevado caracterizado por el cambio de orientación de estructuras de N-S a NNO-SSE. En el

núcleo aparecen Formaciones triásicas y jurásicas (Fm. Santiago y Chapiza) y Formaciones paleozoicas (Fm. Pumbuiza y Macuma).

Dominio Central o Corredor Sacha Shushufindi (Cretácico) (Baby et al., 1999) contiene los campos petrolíferos más importantes de la Cuenca Oriente (Sacha, Shushufindi, Libertador). Se encuentran deformados por fallamientos transpresivos en sentido NNE-SSO, que se verticalizan en profundidad y desarrollan estructuras de flor hacia la superficie.

Dominio Oriental o Sistema Capiron Tiputini (Eoceno) (Baby et al., 1999) corresponde a una cuenca extensiva, que actualmente está invertida, estructurada por fallas lístricas que se conectan a un nivel de despegue horizontal.

La Cuenca Oriente registró cambios geodinámicos asociados a la reorganización de placas tectónicas, en el margen noroccidental de Sudamérica, durante el Jurásico Superior al Cretácico Inferior. A lo largo del segmento ecuatoriano-colombiano, este periodo (-130-120 Ma), fue marcado por la acreción lateral de terrenos alóctonos (Baby et al., 1999).

2.2 ESTRATIGRAFÍA

2.3.1.1 Precámbrico

Un substrato de rocas volcánicas graníticas y metamórficas del Pre-Cámbrico forman el basamento de la zona Subandina, relacionadas con el Escudo Guayano brasileño. La secuencia no es observada en el Ecuador, solo se ha encontrado en perforaciones de pozos al Noreste de la cuenca (Faucher & Savoyat, 1973).

Dentro del cratón amazónico, al este en la Cordillera Real se registran las siguientes Formaciones Pre-Cretácicas del Paleozoico y Jurásico: Pumbuiza, Macuma, Santiago y Chapiza (Litherland et al., 1994), seguidas de las Formaciones del Cretácico: Formación Hollín y Napo.

2.3.1.2 Paleozoico

Formación Pumbuiza:

Formación nombrada por K.T. Goldschmidt en 1941. Varios autores (Tschopp, 1953; Canfield et al., 1982; Dashwood & Abbotts, 1990; Litherland et al., 1994; Diaz et al., 2004; Baby et al., 2004) definen a esta unidad formada en un ambiente marino de plataforma, que dio lugar a capas delgadas de lutitas negras a grises oscuras en

algunos lugares grafiticos, areniscas cuarcíticas de grano fino, pizarras grises a negras y calizas, mismas que se encuentran flexuradas y falladas con bajo grado metamórfico. Además, indican que la base no se observa y las pizarras están altamente plegadas y foliadas. Asignan una edad del Devónico tardío a Silúrico tardío, visibles al norte del Levantamiento Cutucú. Mientras que, Canfield et al. (1982) indica una edad del Devónico tardío – Missisipiano temprano y observa intrusiones de sills dioríticos en la parte inferior de la secuencia.

Esta unidad se encuentra subyaciendo a la Formación Macuma del Carbonífero superior.

Formación Macuma:

Tschopp (1953) y Canfield et al. (1982) describen un depósito de 150 a 200 m de espesor de series carbonatadas bioclásticas negruzcas a grisáceas azuladas y dolomías. Litherland et al. (1994) y Díaz et al. (2004) describen principalmente rocas silíceas alternantes con lutitas y pizarras.

También describen la presencia de *claystones* no calcáreas que predominan en la parte superior de la secuencia. Además, se observa gradaciones de caliza arenosa y areniscas marrones. El espesor de Macuma no ha sido observado en una sección continua, pero se estima un rango de 1250 m. En registros de pozos de esta unidad indican la presencia de briozoos *Fenestella*, crinoideos, braquiópodos en calizas como: *Spirifer* sp., *Productus* cf. *semireliculatus*, *Productus* sp., *Orbiculoidea* cf. *nítida*, *Chonetes*. Además de la presencia de ostrácodos, trilobites e intrusiones ígneas. Esta secuencia posee por encima las capas rojas del Jurásico medio a superior (Canfield et al., 1982).

Dashwood & Abbotts (1990) indican una secuencia mayor a 750 m de capas finas de carbonatos del Pérmico temprano–Pensilvaniano de ambiente de plataforma marina carbonatada en un área muy extensa. Describen un hiato evidente del post-Pérmico debido a la elevación y ruptura durante un evento tectónico del Jurásico medio. Se acumula en discordancia angular sobre de la Formación Pumbuiza.

Lasluisa & Moreno (2018) a partir de estudios paleontológicos de invertebrados, ubican a la Formación dentro del Carbonífero superior, identificando fósiles de afloramientos de la Cordillera de Cutucú. Además de la identificación de un sill intrusivo de composición sienítica que afectó a secuencias calcáreas dentro de su depositación.

Formación Santiago:

La Formación Santiago aflora en la parte occidental de la Cordillera de Cutucú, desde el este de Macas hacia el sur cruzando el Río Santiago hasta seguir con Perú (Tschopp, 1953). La Formación Santiago se encuentra suprayacendo a la Formación Macuma en discordancia angular, con un espesor de 1500 a 3000 m (Faucher & Savoyat, 1973), la cual corresponde inicialmente a un ambiente transgresivo con potentes sedimentos calcáreos. Litológicamente posee areniscas calcáreas, limolitas y lutitas grises y negras que son intercaladas por calizas marinas y lutitas. Además de una secuencia más volcánica con intercalaciones de brechas, tobas y manto volcánico (Canfield et al., 1982; Baldock, 1982).

Sedimentos de la Formación Santiago fueron depositados en una cuenca con una conexión al mar con restringida circulación en extensión (Pindell & Tabbutt, 1995).

Dashwood & Abbotts (1990) y Jaillard et al. (1997) observaron estratos carbonatados y lutitas negras bituminosas que se encuentran cubiertas de depósitos de arenisca–limolita en el río Santiago en el Levantamiento Cutucú. Además de un existente vulcanismo hacia la base y el oeste. Díaz et al. (2004) añade que la Formación no se encuentra aflorante hacia el norte, este ciclo es sin-tectónico y registra la apertura de un Rift (Christophoul et al., 1999).

Morán & Moyano (1999), indica que la Formación Santiago está formando el núcleo del anticlinal de la Cordillera de Cutucú que continúa hacia el sur por la Cordillera del Cóndor. La secuencia está formada por calizas negras arcillosas en bancos delgados intercalados con areniscas calcáreas, lutitas negras de apariencia bituminosas y areniscas turbidíticas feldespáticas (Benítez et al., 1997).

Gaibor et al. (2008) describieron en el área del río Santiago a la Formación del mismo nombre y la dividen en tres miembros sedimentarios: Miembro Río Santiago corresponde a calizas y areniscas calcáreas (Fig. 2.2). El Miembro Yukianza consiste de lutitas negras y el Miembro Patuca compuesto por areniscas, grauvacas y lutitas, intercaladas con niveles volcánicos y diques. Más tarde Baby et al. (2014) definen a esta Formación como sedimentos marinos con alto contenido de materia orgánica y volcanosedimentos hacia el techo del depósito.

Los estudios realizados por Gaibor et al. (2008) en sedimentos de grano fino de los tres miembros indican un alto contenido de materia orgánica particulada (POM) y realizan análisis de Palinofacies y rock-Eval arrojando predominio de kerógeno II y III, con valores de HI que indican una potencial fuente moderada a baja. En la localidad tipo a lo largo de la carretera Patuca-Santiago, arrojan resultados de la materia orgánica como térmica y localmente madura en exceso.

En cuanto a su paleontología, Tschopp (1953) asigna a la Formación una edad de Jurásico temprano por amonites poco preservados y bien preservados como *Arietites* con presencia de pelecípodos, restos de peces, radiolarios indeterminables que datan del Jurásico Inferior (Jaillard, 1997).

Gaibor et al. (2008) identifica una fauna de amonites en la Formación Santiago (Fig. 2.2) y se le atribuye una edad de Hettangiano superior – Sinemuriano inferior (Geyer, 1974; Bristow & Hoffstetter, 1977). El conjunto de trabajos previos menciona la presencia de ammonoideos de las familias Arietitidae (*Arnioceras* cf. *ceratitoides*, *Arnioceras* cf. *miserabile*, *Coroniceras* sp., *Pseudogassiceras equadorensis* nov. sp.), Schlotheimiidae (*Angulaticeras* sp., *Angulaticeras* cf. *angustisulcatum*), Echioceratidae (*Paltechioceras* sp., *Leptechioceras* sp.), Oxynoticeratidae, Eoderoceratodae, (Geyer, 1974; Pavia et al., 1992; Dommergues et al., 2004; Gaibor et al., 2008).

El contacto entre la Formación Santiago y la Formación Chapiza es una discordancia angular a lo largo del borde oriental de la Cordillera de Cutucú, en el área de Patuca (Tschopp, 1953).

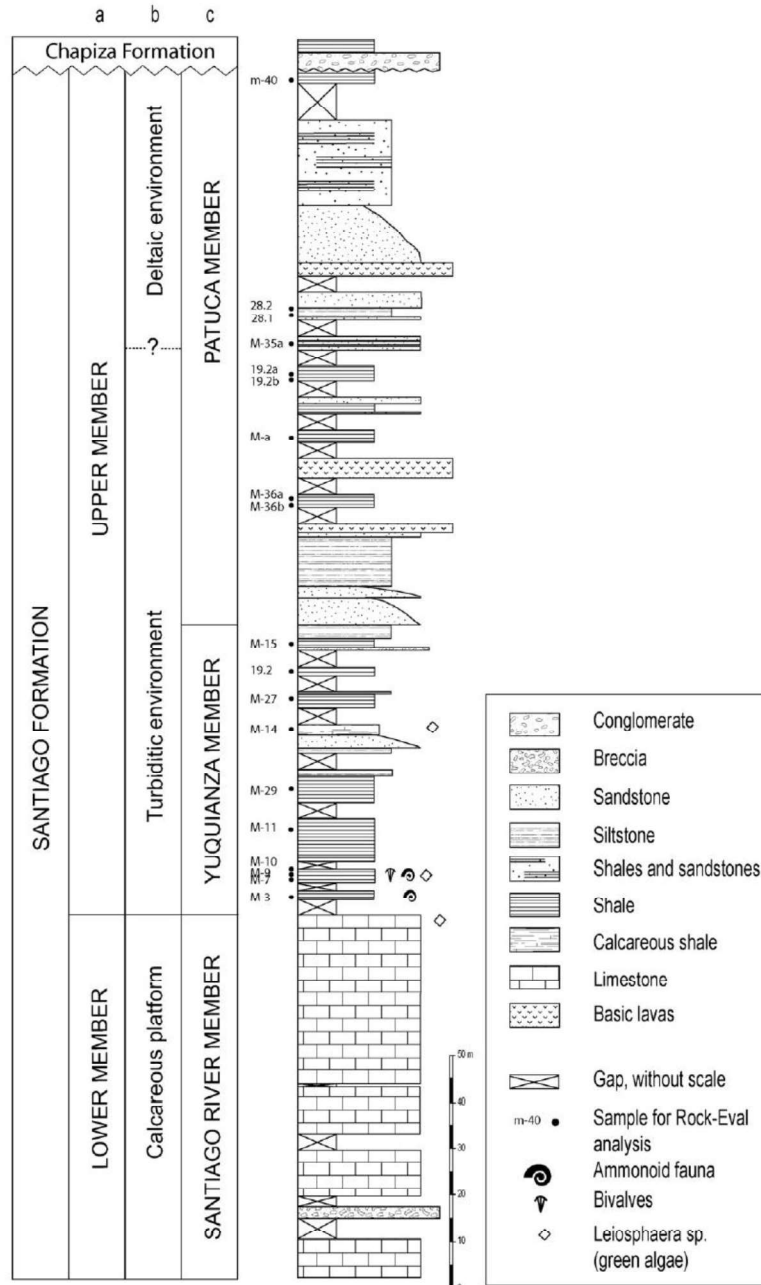


Figura 2.2 Columna estratigráfica de la Formación Santiago y sus diferentes subdivisiones según Gaibor et al., (2008).

Formación Chapiza:

Canfield et al. (1982) indica que la Formación Chapiza está formada por capas expuestas a lo largo de las provincias estructurales Napo y Cutucú. Su espesor varía alrededor de 2440 metros. Morat & Moyano (1999) asignan un espesor de 4500 m. aproximadamente. Se observa en la secuencia algunas capas delgadas de anhidrita y yeso expuestas en la parte inferior de la formación. La parte superior en ocasiones presenta depósitos volcánicos, tufas y brechas reconocido como el Miembro Misahuallí de Chapiza. Estudios palinológicos indican que la parte superior de Chapiza llega a

Jurásico Tardío a Cretácico Temprano. Almeida (1992) consideran una edad de Jurásico medio a Cretácico Inferior por su posición estratigráfica.

Tschopp (1953) asigna a esta Formación tres divisiones: Chapiza Inferior, Chapiza Medio y Chapiza Superior. Mientras que Dashwood & Abbotts, (1990), muestran que la Formación Chapiza es un área extensa que se encuentra rellenando un graben formado de conglomerados, areniscas y lutitas intercaladas con evaporitas. Datos sísmicos verifican que existió un hundimiento controlado por fallas de dirección N-S donde se acumularon hasta 457 metros de sedimentos.

En cambio, Jaillard (1997) y Diaz et al. (2004) determinan capas rojas de origen continental depositados en clima seco a desértico muy potentes que descansan sobre la Formación Santiago hacia el sur y descansa en discordancia por la Formación Hollín. Se indica la presencia de restos de plantas y lechos de carbón. atribuida al Jurásico medio superior, y la divide en tres unidades: La unidad inferior constituida de lutitas y areniscas grisáceas, rosadas, moradas y rojizas principalmente con delgados lechos de evaporitas y concreciones de dolomitas. La unidad media se observa una litología similar excepto la ausencia de evaporitas y con color rojizo. La unidad inferior se ha observado al este de la Cordillera Real. La unidad superior formada de lutitas, areniscas y conglomerados rojizos con areniscas feldespáticas y tobas verdosas a violáceas. Además, menciona que debajo del contacto de la Formación Hollín se encontraron especímenes de polen: *Araucariacites* sp., *Chomotriletes* sp., *Classopolis* sp., *Dictyotriletes pseudoreticulatus*, *Eucommiidites* sp., *Lycopodiumsporites gristhorpensis*, *Spheripollites scabratus*, entre otros.

Jaillard (1997) indica que a lo largo de la carretera Patuca-Santiago, cerca al poblado de Santiago se puede observar volcánicos masivos que sobreyacen a depósitos probablemente deltaicos. Más al oeste de la misma carretera, en sedimentos deltaicos, se hallan amonites *Arietites* sp. del Sinemuriano medio a superior. Por lo tanto, el autor afirma que los volcánicos presentes en la zona Subandina son contemporáneos a los arcos magmáticos de Colombia y Perú, siendo más antiguo que el de la zona amazónica por al menos 20 Ma.

Además, Diaz et al. (2004) determina que este ciclo tectono-sedimentario inicia con una fuerte superficie erosional a la base de la Fm. Chapiza. Esta discordancia angular y la reducida acomodación de la sedimentación reflejan un levantamiento y emersión de la zona estudiada y por consiguiente el fin del rifting.

Formación Hollín:

Jaillard (1997) menciona una composición de areniscas de grano grueso blancas con estratificación cruzada y ondulitas, con buena permeabilidad. Además, presentan restos de plantas y lechos carbonosos. Descansa en discordancia sobre la Formación Chapiza y Formación Santiago hacia el Oeste de la Cordillera de Cutucú. En la zona Subandina presenta un espesor aproximado alrededor de 150 m. Atribuido al Cretácico Inferior.

Formación Napo:

Jaillard (1997) indica la presencia de lutitas y calizas con intercalaciones de areniscas y con contenido de foraminíferos, con un espesor que varía de 240 hasta más de 400 m. Se la divide en tres unidades:

i) Napo Inferior: formado por lutitas, areniscas y pequeñas cantidades de calizas con presencia de foraminíferos y fauna de amonites que datan del Aptiano medio a superior. Además de la presencia de tres unidades de areniscas glauconíticas separadas por secuencias lutíticas, por lo tanto:

Areniscas inferiores de 9 a 35 m, corresponden a Hollín superior.

Lutitas y calizas de 30 a 67 m, corresponden a la "Napo Basal".

Areniscas medias de 33 a 52 m, corresponden a la "Arenisca T".

Lutitas y areniscas de 43 a 70 m.

Areniscas superiores de 15 a 22 m, corresponden a la "Arenisca U".

Lutitas y calizas superiores de 6 a 14 m.

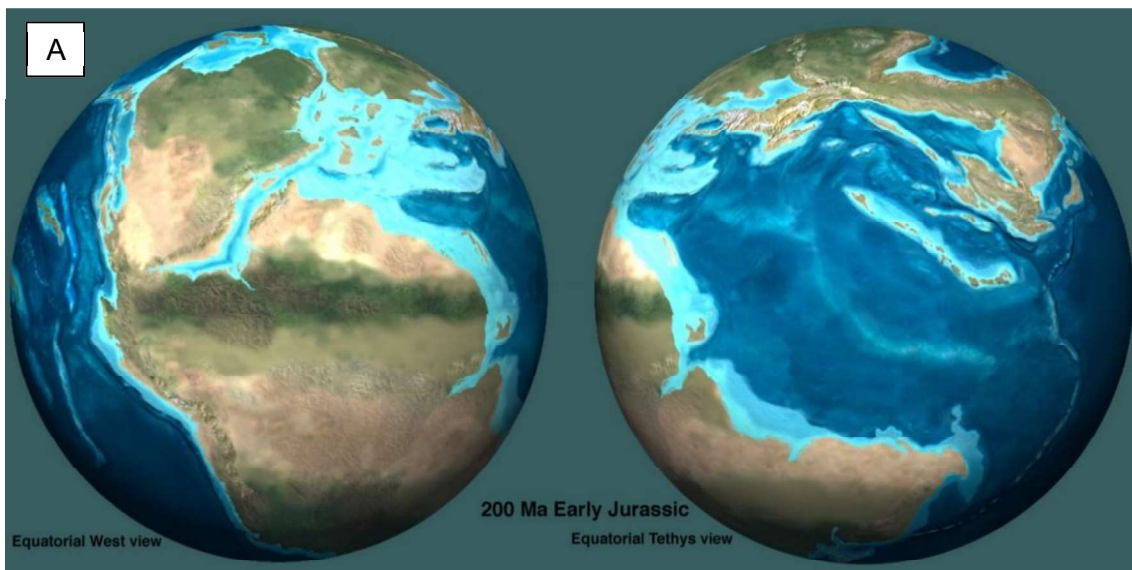
ii) Napo medio o Caliza principal: se encuentra dominado por calizas masivas, claras finas con pequeñas intercalaciones de margas, de 78 a 91 metros de espesor en la zona Subandina, lo que corresponden a las calizas "A" y "M2". Presenta una fauna de amonites que datan del Turoniano inferior.

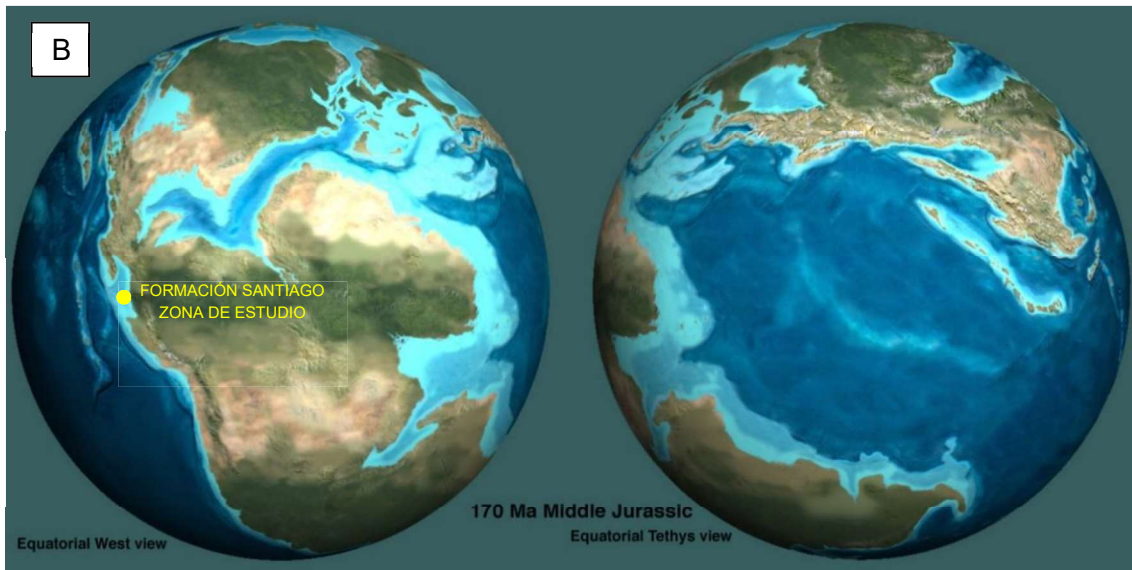
iii) Napo superior: corresponden a lutitas oscuras laminadas, con delgados bancos de calizas con un espesor variable de 0 a 75 metros. Cabe mencionar que la parte superior de la Formación es erosionada por la Formación Tena que la sobreyace. Rica en amonites y foraminíferos poco conservados, se le asigna una edad del Coniaciano.

2.3 PALEOGEOGRAFÍA DEL JURÁSICO

El periodo Jurásico inicia a los 201 Ma y finaliza a los 145,5 Ma. La evolución tectónica y paleogeográfica durante el Jurásico está marcada por la paulatina fragmentación del norte de Pangea, y la apertura de cuencas oceánicas. A finales del Triásico inicia la separación entre el norte de Gondwana y Laurasia, progresando poco a poco la apertura del Atlántico Norte (Fig. 2.3A). Dicha fragmentación aumenta las dimensiones del océano Tetis, y se inician nuevas circulaciones oceánicas de aguas tropicales. Las etapas iniciales del Jurásico están caracterizadas por la presencia de pequeñas cuencas marinas con alta evaporación en la zona tropical. El clima es cálido durante las primeras etapas del Jurásico (Wicander & Monroe, 2010).

Los sedimentos de la Formación Santiago en la Cuenca Oriente, se asocian a estos procesos de ruptura y aperturas de Rift a inicios del Jurásico, formándose, una cuenca con aguas del Océano Pacífico y sin aparente conexión con el mar de Tetis.





A medida que progresa la apertura del Atlántico Norte, se va cerrando paulatinamente la cuenca del Tetis al desplazarse Australia y África hacia el norte (Fig. 2.3B y C). La progresión de la fragmentación de Pangea, va modificando las condiciones climáticas globales, con una mayor circulación oceánica que favorece un clima generalizado más templado y húmedo (Wicander & Monroe, 2010) (Además véase apartado de Paleobiogeografía).

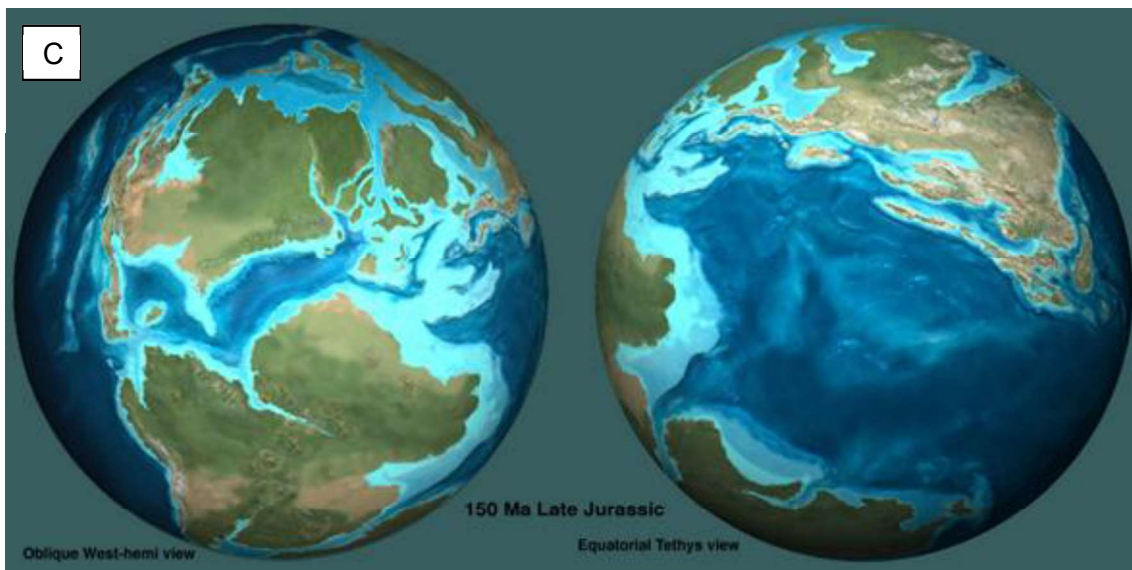


Figura 2.3 (A, B, C) Mapas paleogeográficos del Jurásico, tomados de <http://deeptimemaps.com/map-room-non-profit/>

2.4 CONCEPTOS PALEONTOLÓGICOS

2.5.1 TAXONOMÍA

La Taxonomía es una disciplina utilizada por la Paleontología y Biología que se encarga de dar nombres a los organismos a partir de una nomenclatura estandarizada con el objetivo de identificar, agrupar, registrar, organizar, clasificar y ordenar sistemática y jerarquizada la biodiversidad (Fernández et al., 2013).

Para la clasificación taxonómica, Linneo (1758) agrupa los organismos (taxa) con características similares en grupo de categorías jerárquicas de acuerdo con las siguientes consideraciones: cada especie es asignada con un género cuya primera letra se escribe en mayúscula y un segundo nombre escrito en minúsculas para asignar la especie, todo escrito en cursiva (p.e. *Orthechioceras cf. pauper*), siendo la especie la categoría más pequeña, y el Reino la categoría de grupo de mayor rango, con el siguiente orden de categorías:

1-Reino, 2-Filo, 3-Clase,4-Orden,5-Familia,6-Género y 7-Especie.

Los caracteres taxonómicos son atributos de los especímenes que permiten diferenciar rasgos de un taxón (organismo) de otro; así mismo proporcionan información sobre su hábitat y sus características evolutivas a través el tiempo (Mayr & Ashlock, 1991), con la finalidad de ordenarlos por sus caracteres de forma jerárquica (Alvarado, 1990).

Para describir la especie en un texto por primera vez, se suele poner completo, indicando el género y especie en cursiva, y también el autor que la describió por primera vez, sin cursiva (Linneo, 1758).

Además, es muy común que algunos de los rasgos de la taxa, no pueden ser identificados con claridad, para esto se emplea algunas abreviaturas para nombrar a las especies indefinidas (p.e. -aff. = que tiene afinidad pero que no es idéntica a la especie; -cf. = grado de incertidumbre de la especie; -sp.- spp. -Indet.)

2.5.2 TAFONOMÍA

Para poder describir los procesos tafonómicos, es importante reconocer un fósil como restos o señal de organismos que han existido en el pasado, además de restos alterados, transformados, moldes internos o externos recristalizados o improntas.

Efremov (1940) define a la Tafonomía, a partir del griego “taphos” enterramiento, y “nomos” ley; como el estudio de los procesos que llevaron al deceso de los animales, basado en la posición de sus restos encontrados en el momento en que fueron sepultados de acuerdo a procesos que conducen al enterramiento previo a la fosilización (Fig. 2.4), que pueden ir acompañados de factores destructivos de todas las estructuras y partes residuales de los individuos (Villalain, 1992).

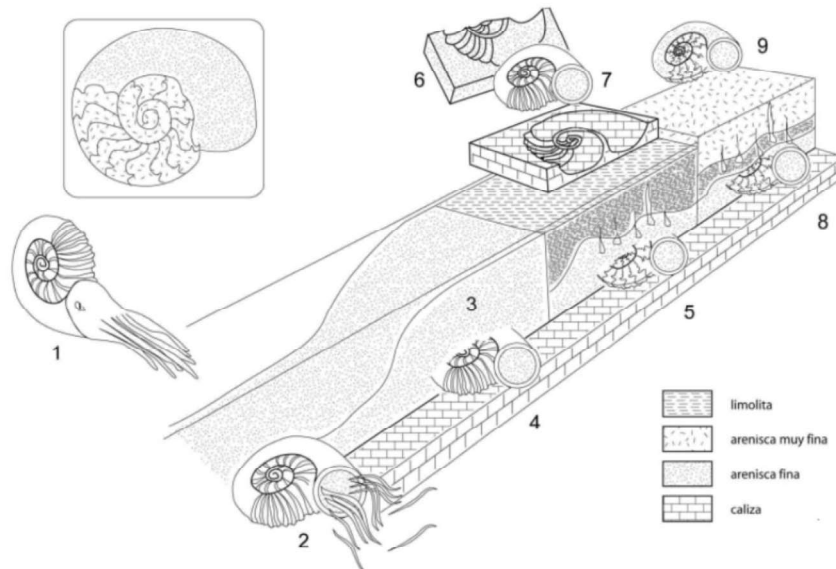


Figura 2.4 Esquema de los procesos tafonómicos para obtener la huella del fósil. (1) Amonite vivo. (2) amonite muerto sobre el estrato, partes blandas empiezan a descomponerse. (3) Sedimentos empiezan a acumularse sobre el fósil. (4) Parte interna de la concha se rellena de sedimento y junto con los estratos empieza la diagénesis. (5) La acidez del medio destruye el material de la concha disolviéndolo permitiendo preservar el molde interno del amonite. (6) Formación de un molde externo. (7) Preservación de la concha calcárea y partes duras. (8) Reemplazo de la concha por soluciones inorgánicas de variada composición, dando paso a moldes secundarios. (9) Preservación del molde compuesto (Tomado y modificado de Camacho, 2007).

Los restos, huellas, marcas, improntas del espécimen preservado presentan una composición (química, mineralógica, petrológica) y propiedades estructurales como: forma, tamaño, microestructuras, entre otros (Fernández-López, 2001), que serán afectados por los diferentes procesos de fosilización definidos como los procesos paleobiológicos, que entran en transición desde el estado vivo al estado fósil sufriendo modificaciones y destrucción selectiva del organismo debido a la intervención de agentes externos repetitivos de la naturaleza, donde se han eliminado partes blandas. Por lo tanto, el registro fósil se constituye de vestigios más resistentes de las entidades paleobiológicas (Fernández López, 2000).

Es importante distinguir, entre los fósiles de un mismo nivel y microespacio sedimentario de los que han permanecido y de los que han sido depositados mediante arrastre, deslizamiento o flotación (Aguirre, 1997).

2.5 CARACTERÍSTICAS DE LOS AMONITES

CLASE CEFALOPÓDA

La clase de los Cefalópodos constituye un grupo de invertebrados marinos por excelencia, pertenecientes al Phylum Mollusca, protegidos por una concha externa, interna y en ocasiones, ausente (Camacho, 2007).

La denominación Cephalopoda proviene del griego [*kephalen*] se le atribuye a la relación que presentan la cabeza y el pie [*podós*]. Aparecieron en la mitad del Cámbrico superior a partir de algún molusco con morfología similar a los monoplacóforos (Aragonés, 2017). *Plectronoceras cambria* es el primer cefalópodo conocido (Kroger et al., 2011; Klug et al., 2015). Al inicio del Ordovícico surgió el grupo Orthocerida, clado importante dentro de los cefalópodos, derivándose de este, todos los grupos modernos (Klug et al., 2015). Durante la mitad del Paleozoico (Silúrico/Devónico) los cefalópodos divergieron en nautiloideos y los ammonoideos (Camacho, 2007).

Presentan simetría bilateral y son notables por poseer en su interior cámaras divididas por tabiques llamados septos, penetrados por una estructura en forma de tubo denominado sifúnculo, el animal vivía sólo en la cámara exterior la última originada, llamada cámara de habitación (Oloriz y Rodríguez- Tovar en Martínez, 2009).

Sus parientes actuales (pulpos, calamares, sepias), se han adaptado a un amplio rango de latitudes desde zonas de gran profundidad hasta medios tropicales, experimentando diversos cambios durante su ciclo de vida (Oloriz y Rodríguez-Tovar en Martínez, 2009).

Se han descrito más de 10000 fósiles de cefalópodos, con unas 700 especies vivientes descritas hasta el momento. Los primeros representantes de esta Clase en el registro fósil aparecen en el Cámbrico; su diversificación y evolución se han evidenciado en sus partes más duras a lo largo del Paleozoico Tardío hasta el Mesozoico donde se extinguieron casi totalmente (Camacho, 2007).

Para valorar los procesos que han intervenido en la fosilización y el resultado final (fósiles) que aparecen en los sedimentos, los estudios tafonómicos cuantifican y

analizan las características de fragmentación, abrasión, mezclas, densidad de restos, orientaciones, mineralizaciones, disoluciones y otras características de los restos que ayuden a interpretar su historia.

SUBCLASE AMMONOIDEA

Los Amonites son invertebrados marinos extintos que corresponden al Phylum Mollusca, Clase Cefalópoda. Estos animales tuvieron su apogeo desde el Ordovícico hasta finales del Cretácico, y se extinguieron junto con los belemnites y los dinosaurios (Kennedy & Cobban, 1976; Camacho, 2007). Los amonites se derivaron de Orthocerida a través de Bactriloidea, los cuales presentaban una concha recta, producían crías con conchas de forma globosa y espiraladas que posteriormente se desenrollaban (Klug et al., 2015), este grupo también parece haber dado origen a los Coloideos, que representan a casi todos los cefalópodos modernos representados por los argonautas, pulpos, calamares y sepias, a excepción de los nautiloideos (Camacho, 2007).

Al igual que los cefalópodos actuales los amonites eran carnívoros, los cuales mantenían una alimentación rica en moluscos pequeños crustáceos, y a su vez formaban parte alimenticia de peces y reptiles marinos de gran tamaño como los Ictiosauros o Mosasaurios. Los amonites de hábitos nectónicos, sobresalieron por su extrema abundancia y variedad. Los amonites experimentaron una extraordinaria radiación a partir del Jurásico Temprano. Su condición óptima de nadadores les permitió llegar pasivamente por las corrientes marinas alcanzando una amplia distribución geográfica condicionada por la temperatura de las aguas. Su distribución, junto con su evolución les convierte en excelentes marcadores bioestratigráficos. Sin embargo, su distribución depende de las conexiones oceánicas. Por ello, para las correlaciones globales se ha debido recurrir a los calpionélidos (grupo de microfósiles), a los foraminíferos planctónicos, bivalvos inoceramidos, belemnites y algunos amonites de alta dispersión.

Dentro de la Subclase Ammonoidea, el orden más común y abundante en el registro fósil es el Orden Ammonitina, (Camacho, 2007) cuyas características generales de forma, distribución e importancia son descritas a continuación considerando a Kennedy & Cobban (1976), Klug & Korn (2004), (Martínez, 2009), Rodríguez (2010), Ovando (2016):

CARACTERES GENERALES

Orden *Ammonitida*

Formó parte de una gran variedad de nichos ecológicos que existieron en varios ambientes someros y de profundidad, siendo el grupo más numeroso de toda la subclase. Muchas de sus especies presentan un corto rango estratigráfico de solo unos cientos de miles de años. Jurásico Temprano- Cretácico Tardío (Camacho, 2007).

Las características generales del orden Ammonitida (Klug & Korn, 2004), han sido recopiladas de Kennedy & Cobban (1976), Camacho (2007), Oloriz y Rodríguez-Tovar en Martínez (2009), Klug et al., (2015), Klug & Korn (2004), Rodríguez (2010), Ovando (2016), entre otros.

Las principales características morfológicas externas en las conchas de los amonites Jurásicos permitieron clasificar formas similares entre sí y realizar la identificación taxonómica en grupos mayores (superfamilias).

Clasificación

La división de esta subclase se realiza bajo los siguientes criterios teniendo en cuenta: la morfología de la concha (grado de enrollamiento), las líneas de suturas (simples y complejas, no descritas en este estudio por no estar visibles en los fósiles muestreados), la ornamentación interna (no descritas en este estudio por no estar visibles en los fósiles muestreados) y externa (contenido y dirección de las suturas, costillas y/o protuberancias en la concha) (Klug et al., 2015).

La línea de sutura y la ornamentación brindan información sobre la sistemática de los grupos ammonoideos, mientras que la geometría de la concha proporciona información importante sobre su evolución y diversificación.

Morfología de la concha

Los amonites, estaban formados por una concha dura de composición aragonítica en forma de espiral sobre sí mismo, en ocasiones con costillas. Las conchas pueden ser desde gruesas a delgadas, cortas o ensanchadas, simples o complejas; esto depende del entorno ecológico en el que se desarrollaban.

La concha externa se divide en tres partes: Protoconcha, Fragmacono y Cámara de habitación (Fig. 2.5).

La parte interna del amonite llamada fragmocono, está dividida en cámaras por los septos (paredes de cada cámara), cuyos bordes conforman las líneas de sutura, y están atravesados por una estructura tubular llamada sifúnculo. A través de los sifúnculos pasaba el sifón, un órgano que regulaba la presión de los gases permitiendo al organismo movilizarse con agilidad por el fondo marino (Fig. 2.6B).

La mayor parte del animal se alojaba en la cámara de habitación. A medida que el animal iba creciendo, el número de cámaras iba aumentando. Siendo así, que el tamaño del amonites variaba de milímetros hasta varios metros (1.8 metros de diámetro) (Kennedy & Kaplan, 1995) como la especie *Pachidiscus seppenradensis*.

Protoconcha, es la parte central del organismo, primera concha formada al inicio del crecimiento del animal.

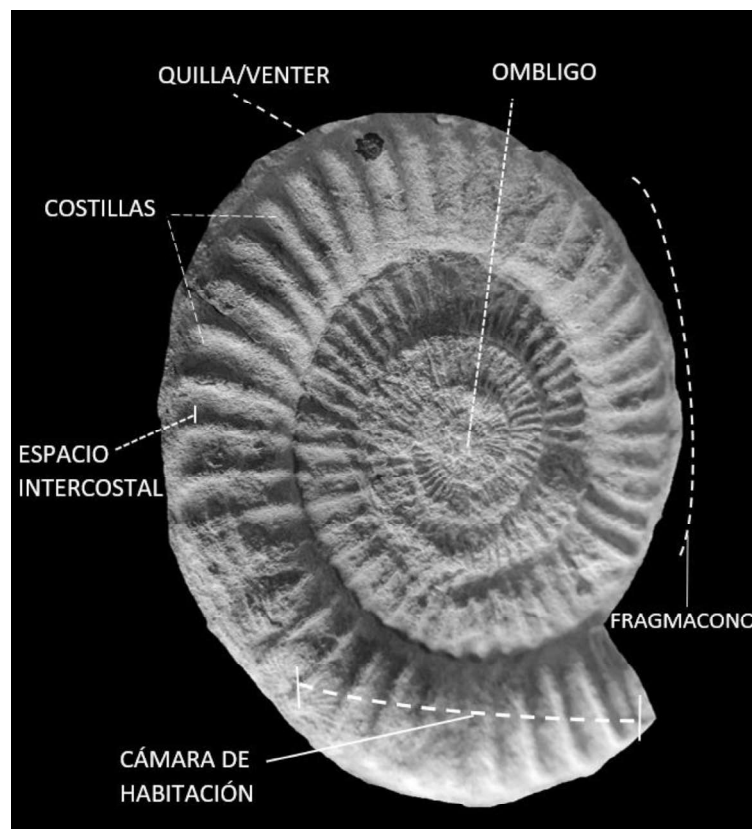


Figura 2.5 Representación esquemática de la morfología de amonites.

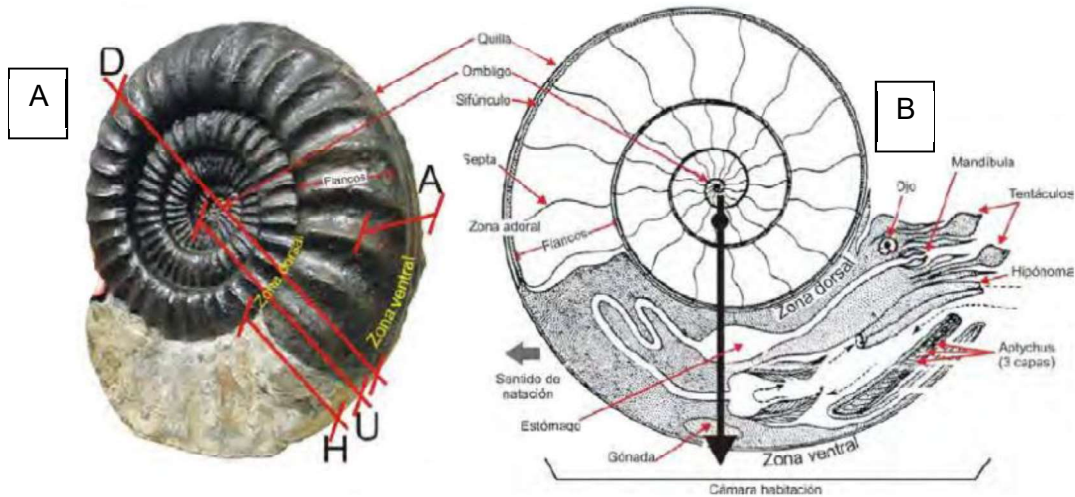


Figura 2.6 A) D: diámetro, A: ancho, U: distancia entre el ombligo y el vientre, H: altura de la última vuelta. B) Sección transversal hipotética de un amonite en el plano de simetría. Se muestra la cámara habitación y el fragmocono dividido por septos y, los que están rodeados por un canal sinfonal que les permite regular la profundidad, estructuras basadas en los rasgos de los Nautiloideos (modificado de Arkell et al., 1957). La flecha negra indica el centro de gravedad aproximado del cuerpo. Tomado y modificado de Alván, (2009).

La geometría de la concha determina la evolución, diversificación y sirve para su clasificación entre los periodos Paleozoico tardío a Mesozoico (Klug et al., 2015).

Para identificar el plano en que nos hallamos de la concha se visualiza la última cámara de habitación formada (zona ventral) y el lado opuesto (zona dorsal) (Fig. 2.7). La mayoría de los amonites presentan una concha enrollada en espiral plana, con sus vueltas en contacto.

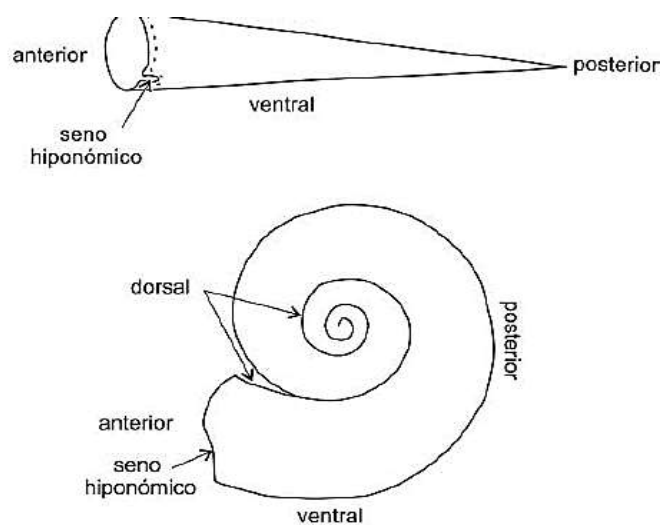


Figura 2.7 Orientación convencional de una conchilla recta y una enrollada de modo plano espiral (Tomado de Moore et al., 1964).

Tipo de enrollamiento

El número de vueltas o enroscamientos en las conchas de estos organismos indica que han sido afectados por cambios ambientales, que modificaron la apariencia de la concha, al adaptarse al medio en el que vivieron y modificaron su grado de enrollamiento lento. Si fue lento (los giros de la concha se superponen a la anterior) en este tipo tenemos formas evolutas con la sección umbilical ancha, y si es rápida cada giro cubre parcialmente al anterior las formas son involutas y la sección umbilical es estrecha.

La mayoría de las conchillas están enrolladas planoespiralmente las cuales presentan simetría bilateral, el centro se denomina ombligo (Figs. 2.8 y 2.9) y se clasifican a partir de los siguientes criterios:

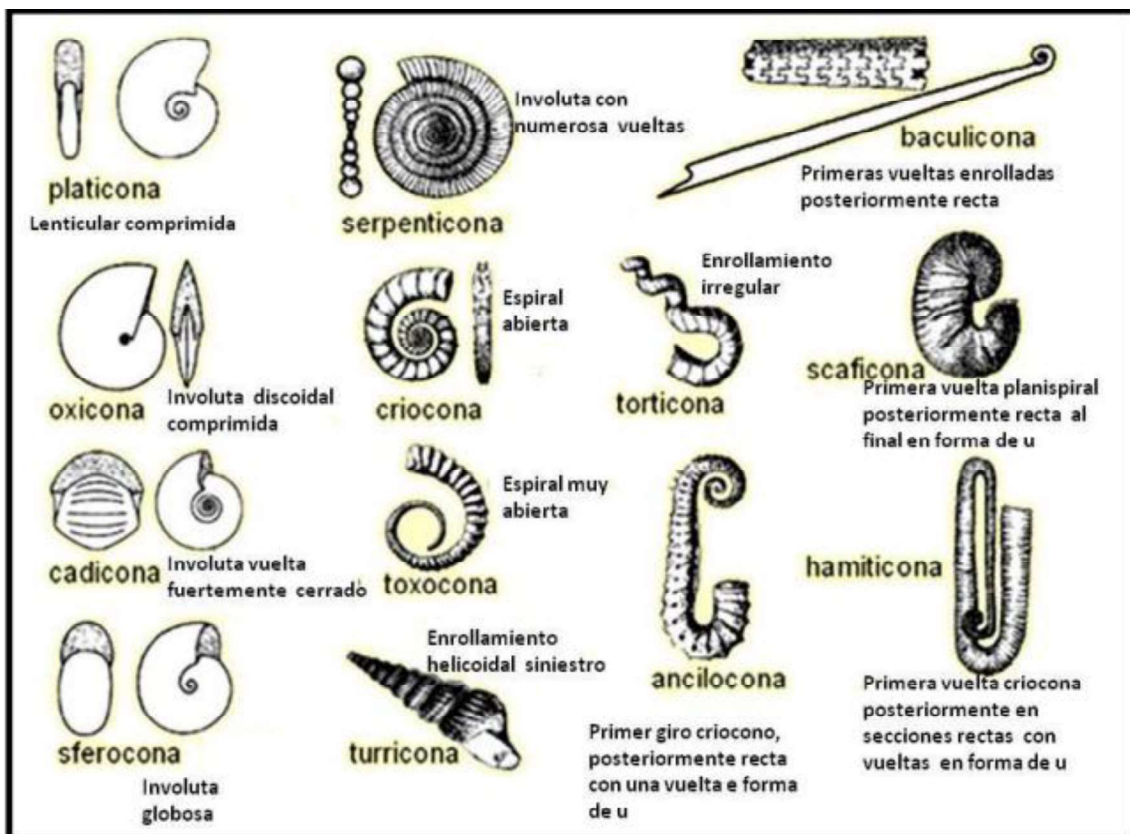


Figura 2.8 Morfología de enrollamiento de la concha en ammonites. (Tomado de Westermann, en Rodríguez, 2010).

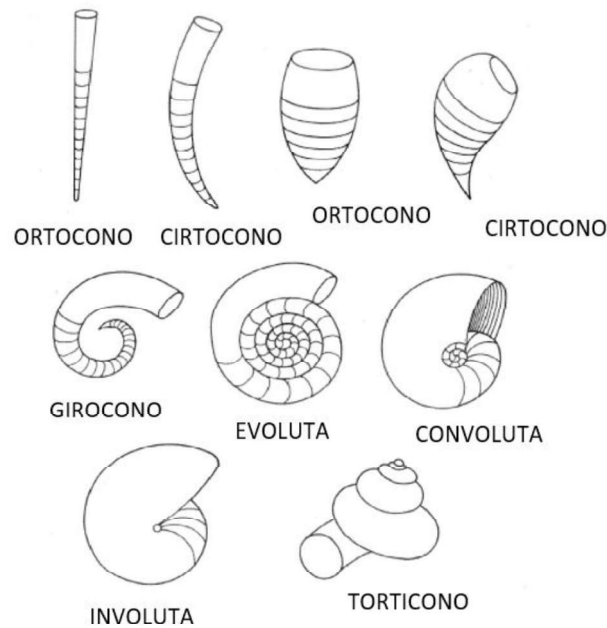


Figura 2.9 Algunos tipos de formas de las conchas. (Tomado de Moore et al., 1964).

Dirección de crecimiento:

Las conchas pueden poseer formas desde ortoconos (conchas rectas) a conchas enrolladas en las que cada una de las circunvalaciones del cono se denomina vuelta de espira. Dentro de las formas enrolladas se diferencian las de enrollamiento “normal” (planoespiral con vueltas en contacto) y las heteromorfas, se enrollan sin alcanzar la forma planoespiral; cirtoconos (Incurvadas sin completar un giro), giroconas (enrolladas en un plano sin contacto entre los enrollamientos sucesivos), toriticonas (enrolladas en más de un plano, se alejan del enroscamiento planoespiral) (Oloriz y Rodríguez – Tovar en Martínez, 2009).

Según el grado de recubrimiento (línea de recubrimiento y amplitud del ombligo) (Fig.2.8), las conchas se describen como:

Conchas Involutas: cuando las cámaras nuevas se superponen sobre las otras y el ombligo es estrecho.

Conchas convolutas: conchas con ombligo angosto, no puntiforme.

Conchas evolutas: cuando las cámaras nuevas no se superponen con las anteriores y la zona umbilical es amplia, las cámaras iniciales están a la vista.

Conchas Advolutas: o de espiras sucesivas tangentes y ombligo máximo

Ornamentación

Los caracteres que se identifican en la superficie de la concha pueden ser: costillas (finas líneas de crecimiento, de disposición radial, líneas espirales), (Fig. 2.10A); protuberancias locales (tubérculos), o más altas y agudas (espinas); elevaciones más o menos perpendiculares a la dirección del crecimiento (rodetes) o periféricas; y más o menos continuas (carenas); así como depresiones radiales más o menos sinuosas (constricciones) o longitudinales (surcos) (Fig. 2.10).

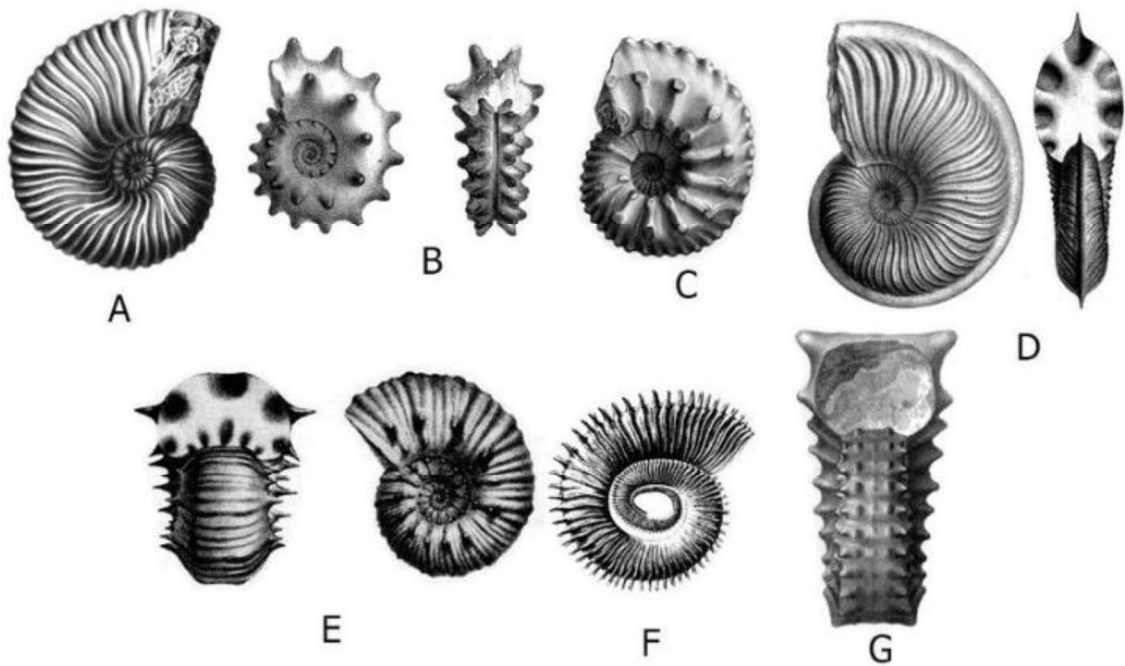


Figura 2.10 *Identificación de la ornamentación en amonites. Caracteres que identifican la ornamentación en amonites. A: costillas; B: tubérculos; C: nodos; D: quilla o carena, E, F: espinas y G: cuernos. (Tomado de d'Orbigny, en Ovando, 2016).*

Tipo de costillas

La disposición de las costillas (Figs. 2.11) es factor determinante al clasificar a los organismos, las costillas permitían el camuflaje y resistencia en la concha de los Amonites (costillas anchas) o bien disminución del rozamiento de la concha (costillas finas) (Rodríguez, 2010).

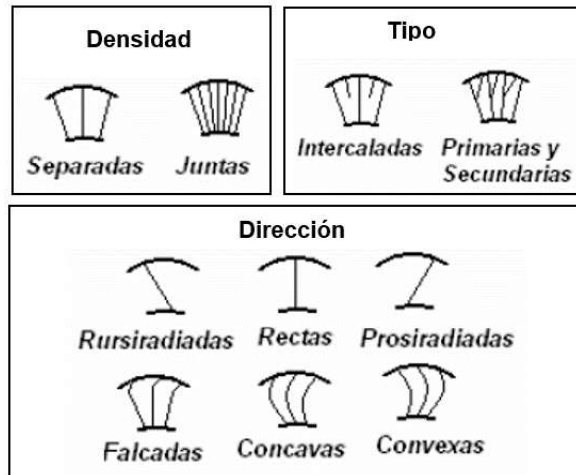


Figura 2.11 *Diferentes tipos de morfologías (densidad, dirección, tipo) de costillas de los amonites (Tomado y modificado de Arkell en Alván, 2009).*

Líneas de sutura (no siempre visible).

Las líneas de sutura son los patrones que dibujan las formas de conexión de los septos conectados con la parte interna de la concha.

Los patrones de las líneas de suturas son un elemento fundamental para determinar las diferentes especies de amonite que permitirán distinguir a qué periodo de tiempo pertenecen.

Para poder identificar la trayectoria de las líneas de sutura se toma en cuenta que deben estar desprovistas de su capa externa y ver total o parcialmente los moldes internos para visualizar los flancos y la región ventral. Los trazados arqueales se denominan sillas y las proyecciones en punta, lóbulos. La distancia entre septos muestra la relación inversa con la complejidad de sus plegamientos y la convexidad de los flancos de la carcasa (Oloriz y Rodríguez-Tovar en Martínez, 2009).

Se reconocen 5 tipos de suturas según su evolución.

Orthoceratítica, Agoniatítica, Goniatítica, Ceratítica, Ammonítica.

Este aspecto no pudo describirse en los fósiles muestreados por ser moldes externos y no ser visible en ellos las suturas internas.

2.6 DIMORFISMO SEXUAL

El dimorfismo sexual puede ser definida como la existencia de dos morfologías diferentes durante la etapa adulta en una misma especie (Davis et al., 1996). Callomon (1981) introduce los términos macroconcha y microconcha o antidimorfos. En los adultos o dimorfos son llamados microconcha [m] para la variante más pequeña que se asigna al macho y macroconcha [M] para la variante de mayor tamaño atribuida a la hembra. Las microconchas se caracterizan por ser conchas evolutas con una ornamentación muy marcada, mientras que las macroconchas, en algunas especies, son formas involutas con una ornamentación menos marcada como en la microconcha (Callomon, 1963, Davis *et al.*, 1996). Estos y otros patrones de dimorfismo sexual están mejor descritos y definidos en especies del Cretácico, pero son menos definidos en el Jurásico inferior, por ser probablemente una adaptación evolutiva.

Callomon (1963) indica que el dimorfismo sexual durante el Hettangiano no es un patrón dominante y empieza a desarrollarse en el Sinemuriano con algunas modificaciones maduras en las microconchas. El dimorfismo es un poco más reconocible a finales del Jurásico inferior (Toarciano) en adelante (Fig. 2.12).

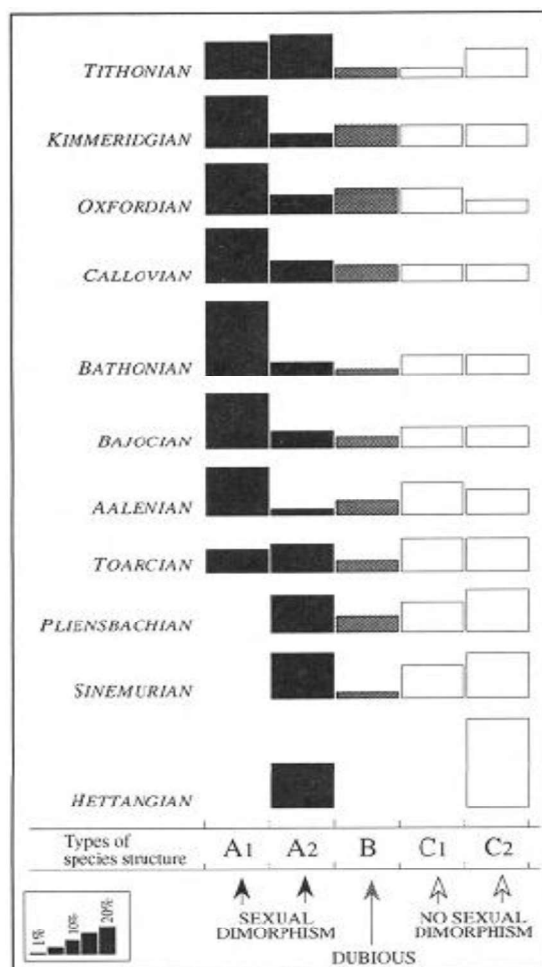


Figura 2.12 Historia del dimorfismo sexual en amonites Jurásicos. Las barras representan porcentajes de especies con presencia de dimorfismo sexual. Tomado de Klug et al. (2015).

El sexo en los cefalópodos en el Jurásico puede reflejarse en ejemplares dimórficos, pero esta característica no aparece fuertemente reflejada en todas las especies. De Blainville (1840) y d'Orbigny (1847) sugieren por primera vez la existencia del dimorfismo sexual en amonitas donde en algunas especies es muy marcados y en otras hay poca evidencia. Arkell (1957) demuestra la existencia de taxones de amonites desde el Devónico hasta Cretácico en conchas planiespirales y heteromorfos con evidencia de dimorfismo sexual. Makowski (1962) y Callomon (1963) también describen estas evidencias de dimorfismo y aportan pautas para su identificación (ver apartado de Metodología).

La manifestación principal en el dimorfismo sexual es la diferencia del tamaño de las conchas (molde), que son idénticas en diámetro en etapas de crecimiento tempranas, pero alcanzan la madurez sexual con diámetros muy diferentes. En el Paleozoico, las hembras eran de 2 a 4 veces más grandes que las conchas masculinas. En el

Jurásico, el dimorfismo se denota en proporción de hasta 5 veces el tamaño en conchas femeninas (macroconchas) frente a las conchas masculinas (microconchas) Callomon (1963).

Las diferencias de tamaño también pueden estar asociadas a los ejemplares juveniles frente a los adultos, sin embargo, los aspectos morfológicos más cambiantes con la madurez se observan de forma más marcada en el interior de las conchas y/o en la ornamentación como, por ejemplo:

- 1) Las formas de las suturas internas pueden disminuir la complejidad de su crecimiento. Estos cambios no son visibles en los fósiles de este trabajo por ser moldes externos.
- 2) En hembras maduras, la ornamentación externa puede variar, y disminuir su tamaño de las cámaras de habitación; los machos, sin embargo, suelen conservar su ornamentación durante toda su ontogenia además de conservar su enrollamiento.

Por lo general, la presencia de amonites juveniles es muy poco común en los restos fósiles, porque en sus etapas juveniles viven lejos de los hábitats de los adultos; por eso la presencia de especímenes grandes juntos con pequeños de una misma especie suele estar más relacionada a dimorfismo sexual (Callomon, 1963).

CAPÍTULO 3 - METODOLOGÍA Y ALCANCE

3.1 INFORMACIÓN DE CAMPO

3.1.4 RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA Y CARTOGRÁFICA DE LA ZONA

Para el desarrollo de los objetivos previamente planteados, se realizó una búsqueda y análisis de información bibliográfica y cartográfica detallada de localidades de interés de la zona de estudio como: la recolección de datos digitales (archivos shape) de la zona de estudio adquiridas del Geoportal (<http://www.geoportaligm.gob.ec>) (Fig. 3.1), adquiriendo los mapas cartográficos a 1:50 000 de las zonas de: Macas, Sucúa, Logroño, Taisha entre otras, proporcionados por el Instituto Geográfico Militar (IGM), para la correcta realización de las campañas de campo. La información faltante de las cartas cartográficas (blancas) y cartas restringidas (fucsia), fue complementada con un DEM de resolución de 30m proporcionada por el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica (IG-EPN), para la debida realización de los trayectos viales en la zona de estudio.

| | | | | |
|--------------------|-----------------------|---------------------|--------------------|--|
| GUARUMALES | LOGROÑO | | CUSHUIMI | |
| SANTIAGO DE MÉNDEZ | TAYUZA | TUMPAIN | SHIRAMENTZA | |
| LIMÓN | SAN SIMON DE IPIAKUIM | YAUPI | SAN JOSÉ DE MORONA | |
| INDANZA | RÍO SANTIAGO | TENIENTE HUGO ORTIZ | | |

| | |
|--|------------------|
| | Sin cartografiar |
| | De libre acceso |
| | Restringidas |

Figura 3.1 Información cartográfica de la zona de estudio de acuerdo al acceso libre de la ciudadanía (<http://www.geoportaligm.gob.ec>).

El seguimiento de tramos de acceso a la Formación Santiago y localidades aledañas se realizó por medio de Google Earth Pro para verificar la continuidad de los afloramientos previamente estudiados principalmente por: Tschopp (1953), Geyer (1974), Dommergues (2004). Además de la recopilación y revisión de información de antecedentes geológicos, paleontológicos de la zona de trabajo, verificando ejemplares fósiles presentes en los diferentes afloramientos y estratos fosilíferos en la Formación.

Por la importancia paleontológica que aporta la Formación Santiago con la presencia de invertebrados dentro de la Cuenca Oriente, se dio interés a los afloramientos

camino a Méndez-Patuca-Chiguaza y vía Patuca-Méndez-Santiago por la presencia de amonites y su valor bioestratigráfico dentro de la Formación.

3.1.5 CAMPAÑAS DE CAMPO Y MUESTREO

La toma de muestras fósiles requiere de inspeccionar y buscar afloramientos en busca de niveles fosilíferos por carretera, si es posible, y de la aplicación de procedimientos para la recolección de fósiles en los diferentes afloramientos. Para esto se llevaron a cabo dos salidas de campo alrededor del margen occidental de la Cuenca Oriente y de los alrededores de la Cordillera de Cutucú desarrollado dentro del marco del Proyecto de Investigación Semilla PIS-15-04, avalado por la Escuela Politécnica Nacional.

Durante la primera campaña de muestreo paleontológico se recuperó huellas o improntas fósiles de amonites en la carretera de Patuca-Santiago en afloramientos deslizados que presentaban altos procesos de erosión, oxidación, poca preservación y fragmentados. Durante la segunda campaña se visitaron nuevos afloramientos a lo largo de la vía Méndez-Sucúa, obteniendo nuevos ejemplares con buena preservación, abundancia y diversos tamaños.

Los afloramientos visitados durante las campañas de campo (Fig. 3.2) permitieron visualizar secuencias estratificadas y meteorizadas que ayudaron a la recolección de los ejemplares de amonites. El área del Miembro Yukianza fue óptima para la recolección fosilífera donde se colectaron gran número de ejemplares que permitieron aumentar las colecciones paleontológicas de los museos de la Escuela Politécnica Nacional. A diferencia de otras localidades de la Formación Santiago en donde sus accesos fueron limitados por la espesa vegetación y/o accesos viales y altos grados de meteorización en los afloramientos limitando encontrar información relevante y preservada para los datos requeridos como es el caso de las localidades cercanas a Patuca y Río Santiago.

Durante las campañas de campo se colectaron fósiles invertebrados (amonites), y se inspeccionó los diferentes caminos de acceso a la Formación Santiago verificando los estratos fosilíferos, donde fueron escogidos ejemplares de mayor y menor tamaño y de buena preservación en sus caracteres morfológicos.

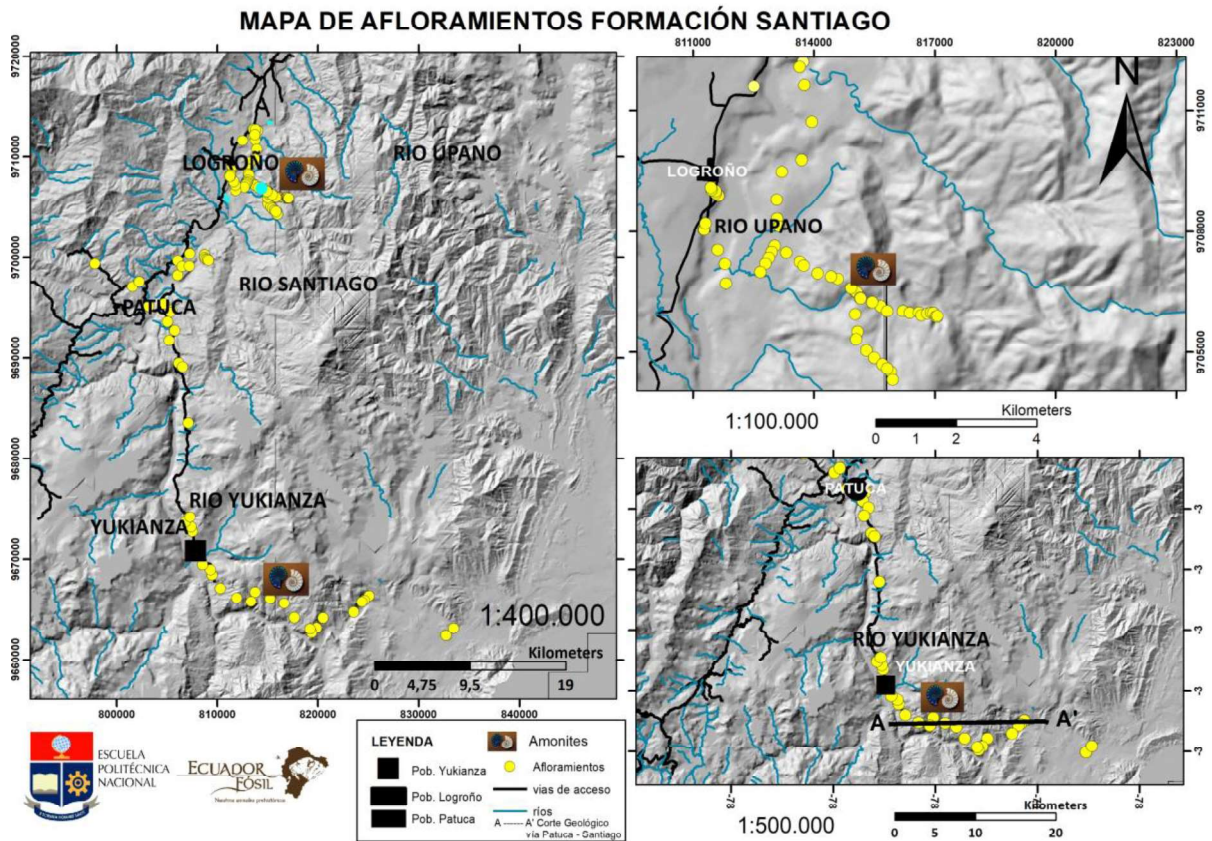


Figura 3.2 Afloramientos estudiados en las campañas de campo realizado dentro del Proyecto de Investigación PIS-15-04. Primera campaña y segunda campaña: Trayecto Méndez-Patuca-Santiago.

Las muestras portadoras de amonites fueron tratadas con precaución en el traslado, y se codificaron de acuerdo al número de paradas realizadas. Los diferentes niveles estratigráficos descritos durante las campañas de campo, sirvieron para el levantamiento de columnas estratigráficas de las secciones recorridas. Durante la visita de los afloramientos (Fig. 3.2) se recolectaron improntas de amonites con alto y bajo grado de preservación con algunos ejemplares dentro de lutitas y areniscas meteorizadas (primera campaña). Las muestras y planchas de amonites fueron protegidas y almacenadas con papel aluminio dentro de fundas de plástico y después en gavetas para su traslado. Además, se realizó la descripción petrográfica de los estratos tomando en cuenta el tipo de roca, estructuras sedimentarias, especímenes fósiles y disposición estructural. Al mismo tiempo se procedió con el levantamiento de las correspondientes columnas estratigráficas, registro fotográfico de las secciones, tomando en cuenta la escala, etiquetas cronológicas, registro de ubicación geográfica en GPS (GARMIN) y las debidas precauciones al retirar los ejemplares de los afloramientos para un estudio paleontológico de la asociación fósil (Fig. 3.3)



Figura 3.3 (A) Almacenamiento de los ejemplares de amonites en el trayecto vial Patuca- Santiago. (B) Miembro Yukianza. (C) Colección de los fósiles de amonites en el Miembro Yukianza en el Trayecto Logroño-Chiguaza. (D) Afloramiento fosilífero del Miembro Yukianza en la vía Patuca -Santiago.

3.2 METODOLOGÍA DE ESTUDIOS FÓSILES

3.2.1 LIMPIEZA Y TRATAMIENTO DE MUESTRAS

El reconocimiento de especies exige preparar los ejemplares en el laboratorio retirando el exceso de matriz y/o sedimento que oculte las características morfológicas del fósil de interés. La limpieza y tratamiento de muestras de amonites se realizaron en el Departamento de Biología, Facultad de Ciencias y en el Laboratorio de Paleontología, Facultad de Geología de la Escuela Politécnica Nacional. El material fósil fue retirado de las gavetas y fundas, para luego secarlas y limpiar el exceso de lodo excedente. Se inició con la limpieza, bañándolos con agua y cepillo para retirar residuos de partículas adheridos a los ejemplares y para muestras consolidadas se utilizó un air sraib, para aclarar la ornamentación de los amonites (Figs. 3.4 y 3.5).

Transcurrido el tiempo de secado se rotula las muestras para el registro digital de la colección.

La selección de ejemplares en estado de preservación es de gran importancia para el reconocimiento, identificación, clasificación y catalogación. Las muestras de amonites forman parte de areniscas y lutitas con moderado grado de meteorización para algunos ejemplares, tomando en cuenta los más representativos y completos.

Ya realizada la limpieza y rotulación se procede a la adquisición del registro fotográfico utilizando una cámara fotográfica NIKON (resolución de imagen 42 X pixeles). La cámara se posicionó a 90 grados del ejemplar para las fotografías requeridas.

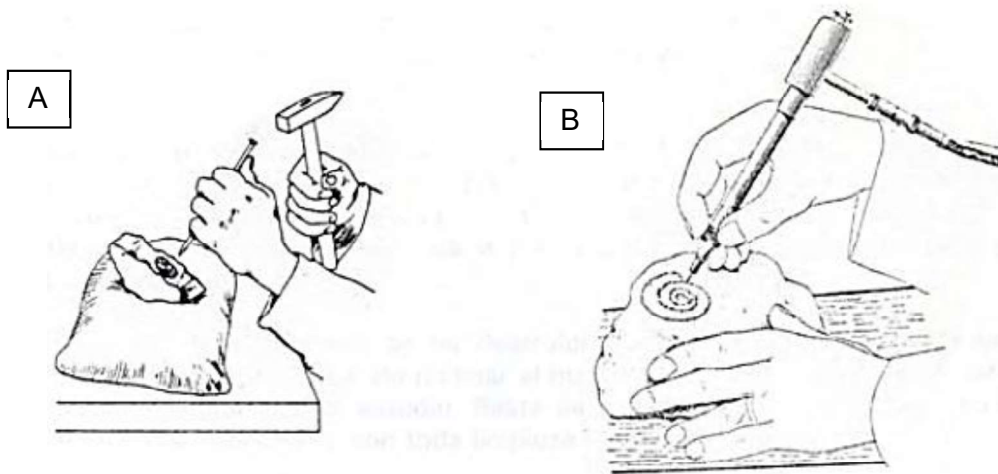


Figura 3.4 Técnica utilizada para el retiro de material rocoso/ sedimento del material fósil (amonites). **A)** Se observa el uso de cincel y martillo para liberar al fósil del material rocoso. **B)** Uso del air scribe para acentuar suavemente las orillas del fósil elegido (Tomado de Gil & Mora, 2016).

La agrupación del material de amonites y su estudio permitió verificar la investigación realizada por Tschopp (1953), Bristow & Hoffstetter (1976), Dommergues (2004), entre otros.

Se empleó un calibrador (pie de rey) para las mediciones, los valores numéricos están expresados en milímetros. Para la adquisición de datos se tomaron en cuenta el Diámetro de la concha [Dm], región umbilical [U], tamaño de las costillas en la última vuelta [H], tamaño de la quilla si está presente, espacio intercostal [EI] (Fig. 3.5). Añadido a esto se utilizó Photoshop CS6 para digitalizar las imágenes de los ejemplares de amonites.



Figura 3.5 Metodología del tratamiento de limpieza e identificación de los ejemplares de amonites. **A)** Limpieza de sedimento sobrante más consolidado sobre la ornamentación del ejemplar amonoideo, con ayuda del scrib. **B)** Aclarar la ornamentación relevante como morfología de costillas, quilla con pinzas que no dañen al amonite. **C)** Verificar partes morfológicas de las diferentes especies encontrados. **D)** Etiqueta de los ejemplares de individuos para una mejor identificación y tratamiento de información en el análisis taxonómico.

3.2.2 ESTUDIO DE FÓSILES

La revisión taxonómica de los ejemplares de amonites, se inicia verificando el estado de preservación mediante las improntas o huellas de los fósiles de amonites, la ornamentación de las principales partes visibles en la concha del amonite (Lámina 1, 2, 3 y 4, Capítulo 4).

- Parámetros morfológicos de la concha

Para la discriminación y clasificación taxonómica de los grupos presentes, se han utilizado las descripciones morfológicas tanto de libros como de publicaciones científicas. Se debe preparar una vista lateral del ejemplar, colocándolo en su posición original de desplazamiento para posteriormente tomar los datos morfológicos (Klug et al., 2015), (véase Fig. 3.6).

En cada uno de los ejemplares preservados hemos considerado la morfología general de la concha (forma geométrica, caracteres dimensionales y ornamentales). Respecto a la terminología descriptiva se intentó ajustarse a la terminología descriptiva, tomada de Arkell en Korn, 2010).

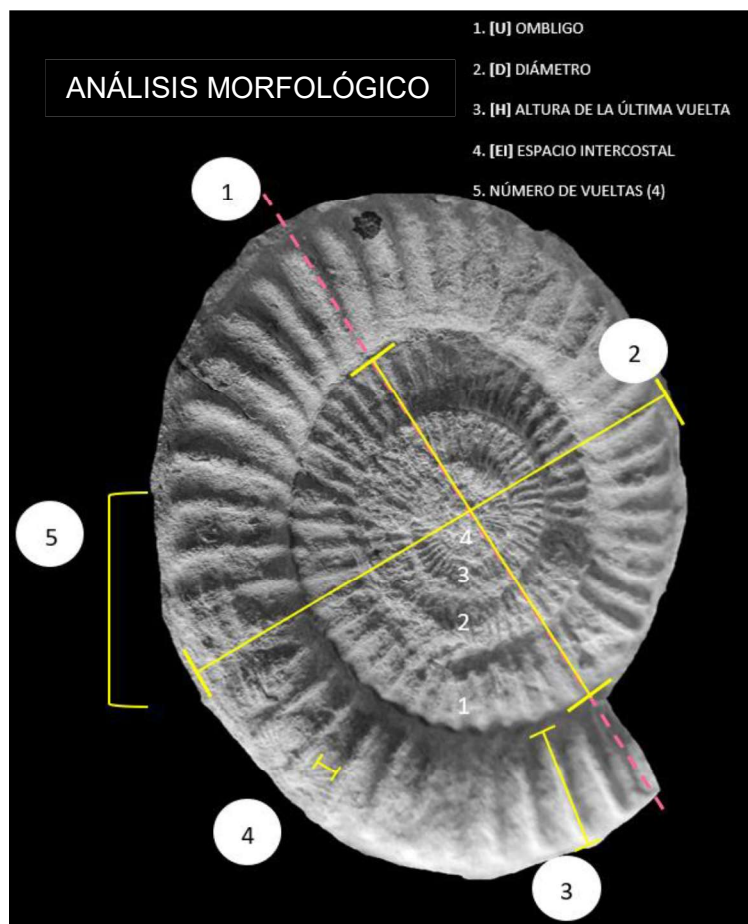


Figura 3.6 Análisis morfológico para los ammonoideos. El ejemplar pertenece a la especie de *Paltechioceras cf. harbledownense*. Líneas punteadas rosadas y discontinuas indican el centro de gravedad del amonite (vista lateral del ejemplar, colocándolo en su posición original de desplazamiento). **1)** Medida del Ombligo; **2)** Medida del diámetro ubicado a 90° del centro de gravedad; **3)** Medida de la última vuelta; **4)** Medida del espacio intercostal, es decir el espacio entre costillas; **5)** Indica el número de vueltas presente en el amonite tomando en cuenta 360° por vuelta (Tomado y modificado de Klug et al, 2015).

Los parámetros, y sus correspondientes abreviaturas son las siguientes (Fig. 3.6):

D = Diámetro de la concha, diámetro máximo de la concha.

U = Diámetro umbilical, medido entre puntos opuestos a la última vuelta de enrollamiento de la espira.

H = Altura de la última vuelta de espira, se mide paralelamente al eje de simetría desde la zona umbilical a la zona ventral en su parte media.

EI = Espacio intercostal, tomado la medida del surco, es decir, entre el espacio de costilla a costilla.

Para la identificación de amonites se consideró la bibliografía especializada en amonites del Jurásico de publicaciones, artículos científicos, textos mencionados a continuación: Korn (2010), Dommergues (2004), Gaibor (2008), Alván (2009), Ovando-Figueroa (2016), Alvarado (1990), Arija (2012), Arkell et al. (1957), Fernández et al. (2013), Aragonés (2017), Esquivel et al., (2005), Carrasco (2003), Rodríguez (2010), Fernández-López (1997), Villaseñor et al., (2005), entre otros; así como bases de datos actualizados y catálogos en línea: Fossil Works, 2019 (fossilworks.org). Además de libros como: Camacho (2007), Korn (2010), Klug et al., (2015), Korn & Klug (2004), Howarth (2013).

Además, para la terminología descriptiva se utilizó la propuesta por Arkell et al, 1957 y para la sistemática paleontológica la terminología propuesta por: Howarth, 2013; Erben, (1956); Klug et al., (2015); Blau et al., (2003).

Para las descripciones morfométricas de los amonites, se utilizó las abreviaturas para los parámetros medidos: (Dm) diámetro de la concha, (U) diámetro de la región umbilical, (H) altura de la última vuelta de la espiral, (EI) espacio intercostal (Fig. 3.6). Todas las medidas de ejemplares analizados aparecen en las tablas del Anexo II. En los casos en los que los ejemplares estaban seccionados o parcialmente incompletos en sus bordes, se proyectó la medida y se estimó el diámetro completo. Dichas medidas aparecen en las tablas señaladas mediante (*). Los ejemplares muy fragmentados no fueron considerados para el estudio taxonómico.

3.3 ANÁLISIS TAFONÓMICO

Para realizar un análisis tafonómico se debe tomar en cuenta los cambios de composición, modificación de morfologías, número de ejemplares de las diferentes especies encontradas, grados de preservación de la ornamentación en las conchas de los amonoides, disposición sobre el estrato es decir: de forma planar, vertical o posiciones variadas durante sus procesos de fosilización, que dependieron de diferentes cambios ambientales ocurridos desde su enterramiento hasta su compactación diagenética (Fernández - López, 2001).

Se analizaron planchas con fósiles de amonites, las cuales presentan acumulaciones de uno o varios géneros en una superficie aproximadamente de 20x20 cm, donde se visualiza las diferentes orientaciones (planar, vertical, posiciones variadas) y grados de preservación de los amonoides con respecto a la litología y al grado de meteorización (baja, media, alta). Además, del conteo de organismos que presenten conchas completas, conchas rotas, fragmentos de conchas o de la espiral, o huella de quilla. Así mismo, se intentó tomar en cuenta los organismos asociados como bivalvos y escamas de peces, pero no fueron identificables.

Por último, se observó la deformación en los estratos a través del grado de diaclasamiento presente. Todo este conjunto de observaciones forma parte del análisis tafonómico de los ejemplares de amonites (ver tablas en Anexo III). Los datos de conteo de especies fueron utilizados para un análisis de abundancia relativa (véase apartado 3.5).

Criterios para Dimorfismo Sexual en Amonites Jurásicos

Para verificar los caracteres ornamentales en amonites Jurásicos de dos o más formas adultas diferentes, se ha seguido el criterio de: Makowski, (1962), Callomon, (1963), Davis et al., (1996), Ovando-Figueroa, (2016), Neige, (1997) entre otros, resumidos a continuación:

Microconchas (asociados al ejemplar masculino)

Las microconchas se caracterizan por ser conchas evolutas con una ornamentación muy marcada.

Tipo A: las microconchas tienen de 4-6 vueltas

Tipo B: las microconchas tienen de 7 a 9 vueltas

Tipo C: las microconchas tienen de 3 a 4 vueltas.

Macroconchas (asociados al ejemplar femenino)

Las macroconchas son formas involutas o no, con una ornamentación menos marcada como en la microconcha.

Tipo A: las macroconchas presentan de 7 a 9 vueltas

Tipo B: las macroconchas presentan una vuelta adicional a partir de 9 vueltas.

Neige (1997) indica que el tamaño más pequeño de la microconcha es el resultado de la progenesis (obtención de la madurez sexual debido a una aceleración del desarrollo del aparato reproductor, es decir, por parte de un organismo que está en su etapa larvaria juvenil, y que tiene como resultado secundario el no experimentar las etapas posteriores del desarrollo) o enanismo o ambos.

3.4 ANÁLISIS DE ABUNDANCIA RELATIVA

Una vez hecha la identificación taxonómica de los ejemplares se realizó un conteo de las especies para una estimación de la abundancia relativa de los amonites, es decir analizar el porcentaje de individuos por cada especie con respecto al total en presentes en el área de estudio, en este caso el total de ejemplares muestreados en horizontes del Miembro Yukianza. La abundancia relativa es el número de individuos por cada especie dividido para el número total de individuos en el afloramiento (Moreno, 2001).

ANÁLISIS DE DIVERSIDAD

Para el análisis de diversidad se utilizó el índice de Simpson que representa la probabilidad de que dos o más individuos, dentro de un hábitat, seleccionados al azar pertenezcan a la misma especie (Patil & Taille, 1982). El índice de Simpson varía inversamente con la heterogeneidad (p.e. si los valores del índice decrecen o crecen la diversidad crece o decrece. Para tomar esto en cuenta se ha propuesto que el índice de Simpson se resta de su valor máximo posible de 1.

Mediante la identificación y conteo de las especies se procede a la sumatoria total de los individuos presentes (valor que se utiliza para la abundancia relativa), a los valores obtenidos se procede a elevarlos al cuadrado (π^2) y se obtiene el Índice de dominancia de Simpson (D), el mismo que al ser restado de 1 se obtiene el Índice de diversidad de Simpson(1-D), Véase Resultados y Discusión.

3.5 ANÁLISIS PETROGRÁFICOS

Para el análisis petrográfico se realizaron y estudiaron 14 secciones delgadas de muestras representativas del material litológico y fósil. Las secciones delgadas se realizaron siguiendo los procedimientos mencionados a continuación:

Se inicia cortando un fragmento delgado con un grosor de 3x2 cm de grosor para poder manipularlo utilizando una cortadora de disco diamantado para obtener dos superficies paralelas. Después se procede con el pulido de las superficies con un abrasivo (Carburo de Silicio), humedecido en agua (tamaño de grano entre 200- 40 um), sobre una superficie de vidrio a ligeros toques hasta obtener el resultado requerido. Posterior, se utiliza bálsamo de Canadá o resina epoxi para pegar el chip de roca junto un portaobjetos de vidrio, llevándolo al horno con una temperatura media para el posterior pulido final. Por último, se pule o desgasta una de las superficies hasta que resulte casi transparente (espesor de um) cubriéndola con un cubreobjetos de vidrio de 0,1 mm de espesor, finalmente pegándolo con la misma resina sintética, lista para su verificación y observación mediante un microscopio petrográfico óptico y la seguida toma de fotografías representativas para su descripción (véase en resultados y anexos I).

CAPITULO 4 – RESULTADOS

El presente trabajo dio como resultado el levantamiento de un corte geológico a lo largo de la vía Patuca - Santiago, donde se pudo observar los dos Miembros inferiores de la Formación Santiago: Miembro Río Santiago y Miembro Yukianza. A partir de dicho corte se levantó una columna estratigráfica de aproximadamente 850 metros, centrada en las secuencias del Miembro Yukianza. La descripción taxonómica de amonoides arrojó la presencia de 3 familias del Sinemuriano – Hettangiano (Jurásico inferior) y el análisis tafonómico de los ejemplares de amonites encontrados en las campañas de campo permitió completar la información geológica y paleontológica.

4.1 CORTE GEOLÓGICO

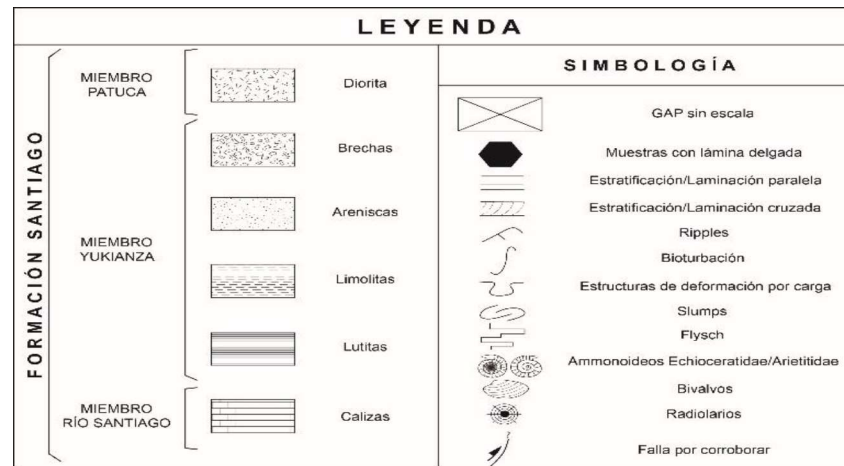
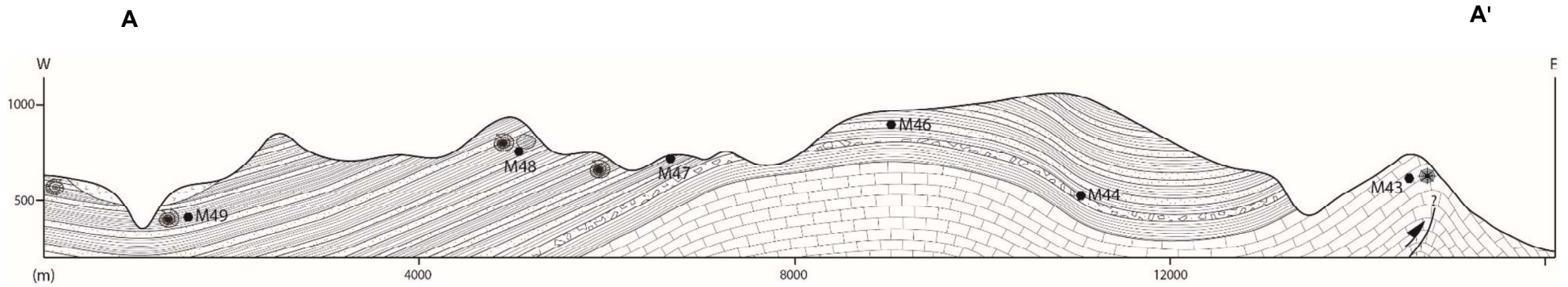


Figura 4.1 Corte realizado siguiendo la carretera Patuca – Santiago, el tramo posee una dirección W-E. (ver orientación marcada en Fig. 3.2).

4.1 DESCRIPCIÓN DEL CORTE SOBRE LA VÍA PATUCA - SANTIAGO.

El corte geológico y la columna (Figs. 4.1 y 4.2) representan las unidades litológicas de la Formación Santiago observadas en campo. Se ha considerado la terminología de Gaibor et al., (2008), al haberse identificado facies similares que corresponderán a los Miembros Rio Santiago, Yukianza y Patuca.

El área está comprendida por dos cortes geológicos; el primer corte en dirección W-E, que comprende la parte sur del área estudiada y corresponde al tramo comprendido entre las localidades de Patuca y Santiago sobre la carretera del mismo nombre. A lo largo del trayecto se observa los Miembros Rio Santiago y Yukianza.

Hacia el este del corte aflora el Miembro Rio Santiago que consta principalmente de una secuencia potente de calizas de tipo mudstone a wackstone con intercalaciones de areniscas calcáreas y calcarenitas. En la secuencia no se reportan amonites para los afloramientos estudiados. Aproximadamente las calizas alcanzan una potencia de 500 metros, y se encuentran deformadas presumiblemente por un evento de compresión posterior a la depositación de toda la Formación.

La transición entre los Miembros Rio Santiago y Yukianza se registra por la presencia de volcanosedimentos suprayacentes a las calizas. Posterior a este evento se acumulan sedimentos turbidíticos con intercalaciones de lutitas y areniscas batiales con contenido fósil principalmente amonites.

La potencia del Miembro Yukianza es de aproximadamente 600 metros en este tramo. Las lutitas correspondientes a las facies más distales de depositación de la secuencia son ricas en materia orgánica, amonites de las familias Echioceratidae, Arietitidae, y pocos bivalvos. Finalmente, hacia el oeste se observa a ambos lados del valle del río Namangotza la presencia de volcanosedimentos que correspondería al Miembro superior de la Formación Santiago, el Miembro Patuca. Estos volcanosedimentos fueron depositados posteriormente al Miembro turbidítico.

4.2 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL ÁREA

| UNIDAD | ESPESOR (metros) | LITOLOGÍA | TEXTURAS calizas mudstone wackestone packstone grainstone arcilla limo arena fina arena media arena gruesa ESTR. SEDIM. | COLOR blanco amarillo marrón rojo rojo violeta verde gris negro | LOCALIDAD Carretera Patuca-Santiago | NOMBRE Formación Santiago | | |
|--|------------------|-----------|--|--|-------------------------------------|--|----------------|-----------|
| | | | | | AUTOR Belén Vela | HOJA 1 | | |
| | | | | | MUESTRAS | OBSERVACIONES | INTERPRETACIÓN | |
| FORMACIÓN SANTIAGO MIEMBRO YUKIANZA | 800m | | | | M54B | Diorita meteorizada | | |
| | | | | | | | GAP | REGRESIÓN |
| | | | | | M53 M52 | Lutitas fosilíferas intercaladas con areniscas y lutitas arenosas | | |
| | | | | | | GAP | | |
| | | | | | M51 | Lutitas bioturbadas intercaladas con areniscas de grano fino y limolitas | | |
| | | | | | | GAP | | |
| | | | | | M50 | Niveles potentes de lutitas arcillosas y fosilíferas | | |
| | | | | | | GAP | | |
| | | | | | M49 | Lutitas intercaladas con areniscas de grano fino y limolitas | | |
| | | | | | | GAP | | |
| | | | | | M48 | Horizontes centimétricos de areniscas con lutitas meteorizadas | | |
| | | | | | M47 | Secuencia de lutitas intercaladas con areniscas de grano fino y limolitas arenosas | | |
| | | | | | | GAP | | |
| | | | | | M46 | Grauwaca de grano fino que pasa gradualmente a limolitas | | |
| | | | | GAP | | | | |
| TRANSICIÓN DE MIEMBROS | 400m | | | | M45 | Areniscas de grano medio intercaladas con niveles dm. de lutitas | | |
| | | | | | | GAP | | |
| | | | | | M44A | Volcanoclásticos de grano grueso, algo brechoso y matriz rojiza | | |
| | | | | | | GAP | | |
| MIEMBRO RÍO SANTIAGO | 200m | | | | M44B,C | Lutitas intercalados con grauwacas y areniscas de grano fino masivas | | |
| | | | | | | GAP | | |
| | | | | | M43 | Bancos métricos a decimétricos de calizas tipo mudstone a wackestone con intercalaciones de lutitas y areniscas de grano fino con abundante materia orgánica | | |
| | | | | | M42 | Bancos métricos de calizas tipo wackestone intercalados con niveles cm. de lutitas y areniscas calcáreas | | |
| | | | | | | GAP | | |
| | | | M41 | Calizas tipo wackestone intercaladas con niveles cm. de lutitas negras | | | | |
| | | | M39 | Calizas tipo mudstone intercaladas con niveles calcareníticos | | | | |

Figura 4.2 Columna estratigráfica del miembro fosilífero (Miembro Yukianza) con un espesor de 850 metros aproximadamente, donde se observa los niveles con fósiles de

amonoideos presentes en los afloramientos. Los puntos negros señalan las muestras estudiadas en láminas delgadas (Anexo I).

4.3 DESCRIPCIÓN DE UNIDADES FOSILÍFERAS ESTUDIADAS

A la base de la secuencia estudiada en el Miembro Río Santiago, se encuentran bancos de calizas negras decimétricos a métricos intercalados con niveles lutíticos centimétricos, un poco calcáreos. Se observan niveles laminados en las calizas, que son arenosos en la base con secuencias granodecrescientes. Los niveles superiores de las calizas (Fig. 4.3A) pasan a ser menos potentes con transiciones finas tipo turbiditas pero sin muchas estructuras preservadas, tan sólo se observan ripples longitudinales a sinuosos en la superficie de las capas (Fig. 4.3B, C). A lo largo de toda esta secuencia no se observaron macro fósiles de ningún tipo, sin embargo, estos sedimentos poseen restos de radiolarios vistos en lámina delgada (véase Lámina delgada M42, Anexo I), Además, se observan estructuras tipo flysch. Los niveles de caliza presentan una dirección N20°E/ 58°SE (véase Fig. 4.1) y mismos niveles de caliza con lutitas presentan el mismo buzamiento hacia el NE deformadas con pliegues de bajo ángulo.



Figura 4.3 Afloramientos del Miembro Río Santiago. (A) Calizas arenosas. (B, C, D) Ripples longitudinales a sinuosos.

La transición entre el Miembro Río Santiago con el Miembro Yukianza se registra por la presencia de un nivel volcanoclástico de matriz arenosa de color rojo (Fig. 4.4).

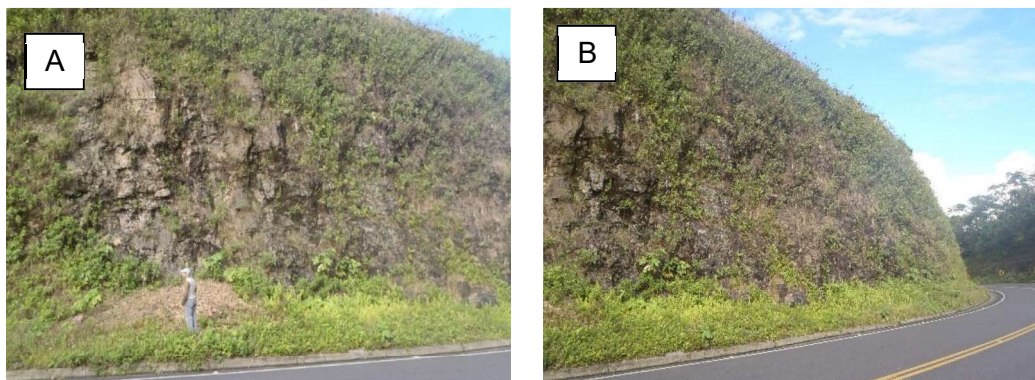


Figura 4.4 (A y B) Volcanoclástico (Transición de Miembros).

El Miembro Yukianza corresponde a una larga secuencia turbidítica que consta de niveles lutíticos negros y arenosos con restos de carbones, a la base del Miembro con buzamiento de las capas ligero hacia el SE; casi subhorizontal, se observan areniscas líticas de grano fino de tonos grises con ligera laminación paralela alternantes con lutitas verdosas a grises en secuencias granodecrescientes y estratodecrescientes (Fig. 4.5A y Lámina delgada M45, Anexo I). Hacia el techo las areniscas son de grano medio, líticas y masivas alternadas con lutitas grises (véase Lámina delgada M50 A, Anexo I) masivas con carbones y restos vegetales, seguido de niveles finos de lutitas alternantes con capas centimétricas de areniscas grises algo laminadas y niveles carbonosos (Fig. 4.5B y Anexo I). Hacia el tope de la secuencia se observan niveles decimétricos de lutitas negras fosilíferas alternantes con limolitas y areniscas grises de grano fino con laminación paralela y cruzada (Fig. 4.5C y D, Anexo I). Finalmente, hacia el techo, horizontes arenosos con ripples, laminación paralela, laminación cruzada y micro slumps. A lo largo de la secuencia se observan estructuras de deformación por carga, bioturbación en las lutitas y abundante materia orgánica (Fig. 4.5E y Anexo I). Las capas presentan una dirección de $N270^{\circ} / S8^{\circ}$ En este miembro se encontraron moldes y contramoldes externos completos, rotos y fragmentos de conchas de amonites entre ellos: *Orthechioceras*, *Paltechioceras*, *Arnioceras*, *Vermiceras*, *Leptechioceras*, *Schlotheimiidae* en lutitas arenosas, areniscas de grano medio a fino.

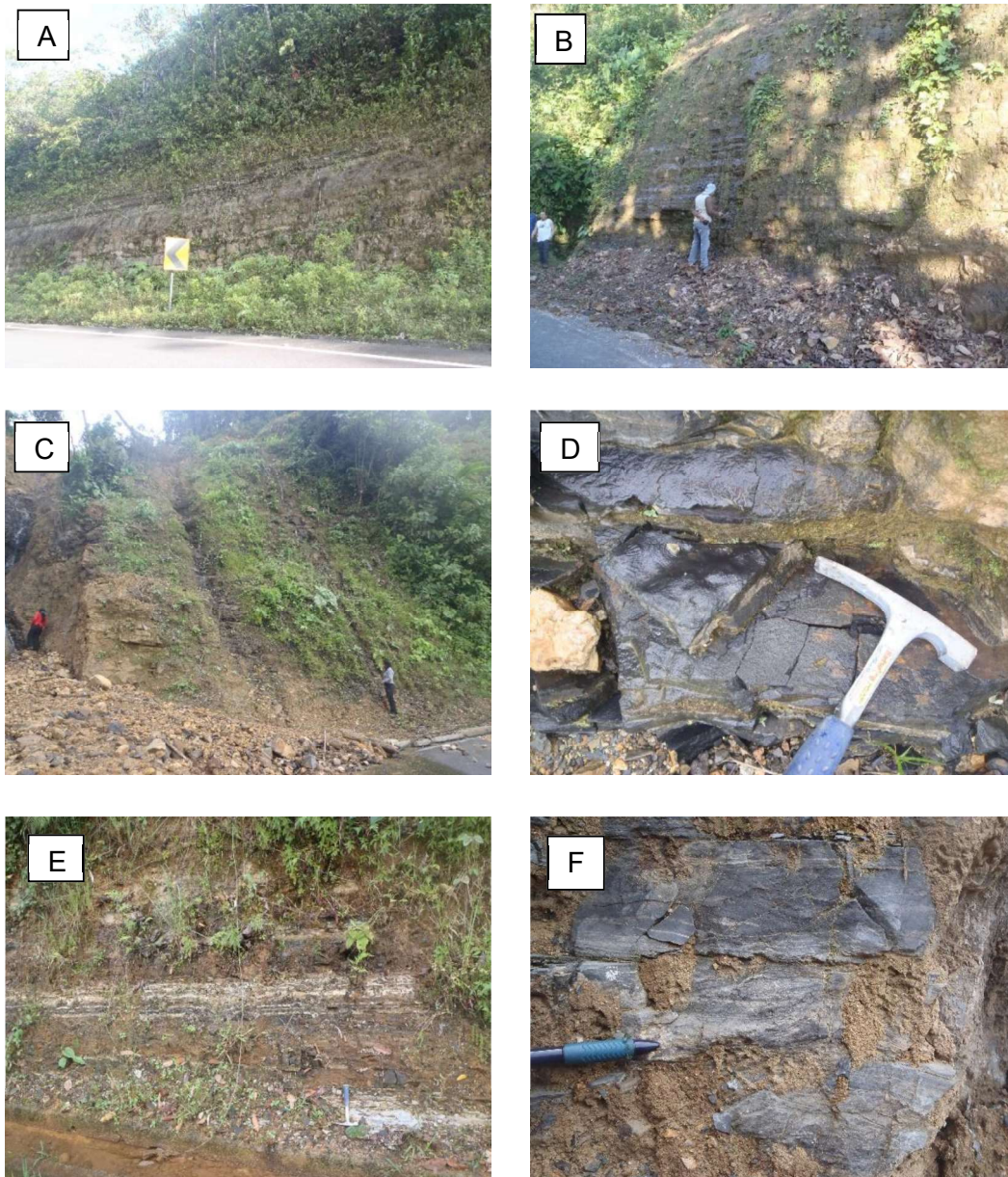


Figura 4.5 Afloramientos del Miembro Yukianza. **(A)** Secuencia de areniscas y lutitas. **(B)** Secuencia de lutitas subhorizontales. **(C)** Secuencia de lutitas fosilíferas alternantes con areniscas de grano fino. **(D)** Muestra de las lutitas fosilíferas. **(E)** Secuencia de horizontes con estructuras sedimentarias. **(F)** Estructuras sedimentarias de laminación cruzada.

Las facies turbidíticas cambian progresivamente a las facies del Miembro Patuca, con facies heterolíticas de areniscas de grano fino (véase Lámina delgada M33B, Anexo I) con niveles de materia orgánica alternantes con lutitas negras con abundantes restos de moldes de amonites con laminaciones y estructuras de deformación por carga, organizadas en secuencias granocreciente y estratocreciente, con ligero buzamiento hacia el S-SE. Hacia el tope facies heterolíticas de areniscas de grano fino con lutitas negras y niveles gravváquicos de grano grueso y laminados. Progresivamente aparecen niveles decimétricos de arenas líticas de grano medio alternantes con

volcanosedimentos de brechas volcánicas de grano grueso. En estas facies superiores el número de restos de amonites fue muy bajo (Fig. 4.6A y B).

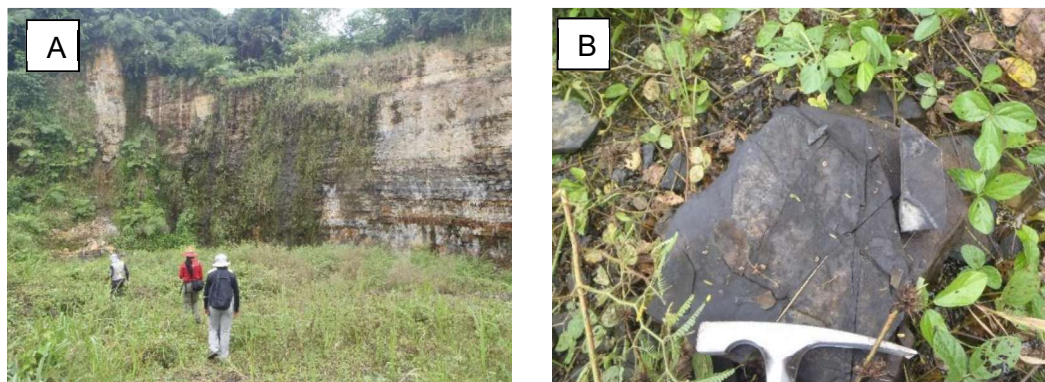


Figura 4.6 Afloramiento del Miembro Patuca. **(A)** Secuencia de areniscas y lutitas con fósiles esporádicos de amonites. **(B)** Muestra de las lutitas en las que aparecen restos de amonites.

A lo largo de todo el trayecto de la vía patuca -Santiago los cambios de buz detectados apuntan a plegamientos principales con ejes en dirección N-S, a su vez se observaron en campo, fallas de planos verticales a subverticales afectando a la Formación, sin embargo, en muchos casos no fue posible verificar el tamaño y la continuación de la fractura a escala cartográfica ni la cinemática de las mismas por la disposición de los planos. Debido a ello estas fallas de posible carácter menor no han sido representadas en el corte geológico.

El conjunto de litologías facies, estructuras sedimentarias y fósiles corroboran un ambiente de sedimentación en plataforma. El conjunto de la secuencia posee un carácter granocreciente y estrato creciente hacia el techo con facies progradantes acordes con una tendencia regresiva durante la acumulación de estos sedimentos. las características observadas coinciden con las observadas por Gaibor et al (2008) vinculadas a un ambiente de plataforma con progradación con ambiente deltaico hacia el techo.

En el tramo de vía entre Logroño y la localidad de Chiguaza, afloran sedimentos volcanoclásticos y facies rojizas asociadas a la Formación Chapiza y sedimentos de la Formación Santiago, que parecen dispuestos con una orientación en torno 140-160E/30-40SW. En dicha ruta, se observaron areniscas líticas grises y areniscas con grava volcanoclasticas en estratos de orden métrico asociadas al Miembro Patuca de la Formación Santiago. Así mismo se observaron secuencias alternantes de lutitas grises y areniscas de grano fino a medio con bioturbación y con ligera laminación horizontal. Hacia la base de la secuencia los estratos disminuyen en tamaño, así como el tamaño

de grano y aumenta la presencia de lutitas con mayor cantidad de restos de materia orgánica y restos de carbones. Estas secuencias de areniscas y lutitas tienen un carácter turbidítico y se asocian a la parte media y alta del Miembro Yukianza. En la transición al techo del miembro Yukianza próximo al techo del Miembro Patuca se muestrearon dos afloramientos de horizontes con gran cantidad de amonites preservados con un alto número de ejemplares por superficie (ver fig. 4.33) la mayor parte de los restos de los horizontes fosilíferos corresponden a moldes y contramoldes de conchas completas, semi completas, fragmentos de conchas y la mayor variedad de especies identificadas se encontraron en estos horizontes (ver Figs. 3.3 B y C apartado de resultados 4.4).

4.4 RESULTADOS PALEONTOLÓGICOS

4.5.1 DESCRIPCIONES TAXONÓMICAS

4.5.1.1 SISTEMÁTICA PALEONTOLÓGICA

Los amonites que fueron objeto de estudio en el presente trabajo, se encuentran depositados en las colecciones del Departamento de Biología, Facultad de Ciencias y en el Laboratorio de Paleontología, Facultad de Geología de la Escuela Politécnica Nacional. El material recolectado consta en 355 ejemplares en moldes y contramoldes con buen estado preservación (moldes externos completos, rotos y fragmentos de conchas). Sobre los ejemplares más completos se realizaron las mediciones de parámetros morfológicos que permitieron los resultados taxonómicos:

Para la terminología descriptiva se utilizó la propuesta por Arkell et al, 1957 y para la sistemática paleontológica la terminología propuesta por: Howarth, 2013; Erben, 1956; Klug et al., 2015; Blau et al., 2003 (ver capítulo 3, Metodología).

En esta investigación se describe los ammonoideos del Jurásico Inferior que comprende el Orden Ammonitida del cual se deriva la Superfamilia: Psiloceratoidea con las familias: Arietitidae, Echioceratidae y Schlotheimiidae, que tienen existencia durante los pisos geológicos del Hettangiano al Sinemuriano. Las características morfológicas pueden verse en el Capítulo 2, apartado 2.6.

Los ejemplares colectados en las diferentes campañas de campo se encuentran depositados en fase de catalogación, en las colecciones de paleontología del Departamento de Biología, de la Facultad de Ciencias y en el Laboratorio de Paleontología, de la Facultad de Geología de la Escuela Politécnica Nacional.

A continuación, se presentan las descripciones taxonómicas de acuerdo a las familias de ammonoideos en estudio:

PHYLUM MOLLUSCA LINNAEUS, 1758
CLASE CEPHALOPODA CUVIER, 1797
SUBCLASE AMMONOIDEA ZITTEL, 1884
ORDEN AMMONITIDA FISCHER, 1882
SUBORDEN AMMONITINA FISCHER, 1882
Superfamilia **Psiloceratoidea** HYATT, 1867
Familia Arietitidae HYATT, 18
Género *Vermiceras* HYATT, 1889

Sinonimias:

- = *Discoceras* HYATT, 1889
- = *Protocymbites* SPATH, 1923
- = *Metophioceras* SPATH, 1924
- = *Diplosellites* BUCKMAN, 1925
- = *Keynshamites* BUCKMAN, 1926
- = *Dalaticeras* MEISTER & TRAN, 2002

Especie tipo: *Vermiceras spiratissimum*, ERBEN, 1956

Diagnosis: Concha serpenticono y evoluta de hasta 9 vueltas, y usualmente la región umbilical abarca más del 60% de diámetro, costillas estrechas cuya frecuencia se incrementa con el tamaño. Se distingue del género *Coroniceras* por la ausencia de tubérculos sobre todas sus vueltas (Howarth, 2013).

Material examinado: 14 ejemplares en total, de los cuales se tomaron los 2 ejemplares más representativos (Lámina 1, Figs. 4.7- 4.8 y Anexo II) en una lutita arenosa. En molde se puede apreciar un grado medio de preservación.

Descripción: Concha evoluta, planoespiral, serpenticono con 6 vueltas. Presenta costillas estrechas que se observan desde el inicio de la espiral e incrementan con las vueltas desde la zona umbilical hasta su zona del vientre; 40 costillas por vuelta aproximadamente. Costillas de forma recta, simples y densas, persisten en toda la espiral y se inclinan un poco hacia delante hacia la zona del vientre.

Se puede observar la posible presencia de la quilla, aplanada en el borde exterior del ejemplar en el estrato, sin líneas de suturas identificables.

| Muestra de Laboratorio | Figura | Dm (mm) Diámetro de la concha | U (mm) Diámetro de la región umbilical | H (mm) Altura de la vuelta | EI (mm) Espacio intercostal | No. vueltas |
|------------------------|--------|----------------------------------|---|-------------------------------|--------------------------------|-------------|
| 1 | 4.7 | ~83.16 | 72.56 | 15.3 | 4.3 | 5 |
| 28 | 4.8 | 42.71 | 31.04 | 7.58 | 2.54 | 6 |

Distribución geográfica: El género *Vermiceras* se ha encontrado en las siguientes localidades: Europa, Tunisia, Vietnam, China (Tíbet), Japón, Indonesia, Canadá (British Columbia), Estados Unidos (Nevada, Oregón, California), México, Chile, Argentina, Perú, Nueva Zelanda.

Rango estratigráfico: Hettangiano al Sinemuriano inferior (Howarth, 2013).

Género *Arnioceras* sp. HYATT, 1867

Sinonimias:

- = *Arniotites* WHITEAVES, 1889
- = *Arnioceras* SPATH, 1919
- = *Eparnioceras* SPATH, 1924
- = *Melanhippites* CRICKMAY, 1928
- = *Arnioceras* ARKELL, 1951
- = *Melanippites* CRICKMAY, 1962
- = *Burkhardticerias* LOPEZ, 1967
- = *Laevispirus* VENTURI & NANNARONE, 2002

Especie Tipo: *Arnioceras cuneiforme* ARKELL, 1951

Diagnosis: Concha evoluta, discoidal y angosta. La quilla es ancha, acompañada por dos surcos angostos. Costillas fuertes, afiladas, y terminan un poco falcadas y desaparecen al lado de los surcos de la quilla (Erben, 1956; Howarth, 2013).

Las espirales más internas se presentan lisas, las espirales posteriores pueden ser lisas o las costillas pueden aparecer en diferentes diámetros. La altura máxima ocurre a mitad de los flancos y son más anchas a mitad de los espacios intercostales (Erben, 1956).

Las costillas son rectas, afiladas, radiales, generalmente prominentes en el borde umbilical, pueden volverse cóncavas hacia adelante en las últimas espirales, y las espirales externas tienen 30-60 costillas (Howarth, 2013).

Material examinado: 4 ejemplares en total de los cuales se tomaron los 2 ejemplares más representativos (Lámina 1, Figs. 4.9 - 4.10 y Anexo II) presentados como moldes con medio grado de preservación en areniscas de grano fino y lutitas arenosas.

Descripción: Los ejemplares (Lámina 1, Figs. 4.9, 4.10 y Anexo II). Concha evoluta, discoidal, se observa tenuemente la huella de la quilla, costillas rectas, afiladas, prominentes en el borde umbilical con alto relieve. En la zona umbilical las costillas más internas aparecen lisas y a partir de la tercera vuelta no son muy densas. Presentan hasta 28 costillas. Además, en otro ejemplar se observan costillas fuertes, afiladas, próximas al vientre, inclinadas hacia adelante, cóncavas hacia delante posiblemente en estadios juveniles.

El ejemplar (Lamina 1, Figs. 4.9 y Anexo II) se encuentran incompleto, pero se le asigna al género *Arnioceras*, por la forma de las costillas de la última vuelta, densidad, anchura y ausencia de costillas en el interior de la vuelta más interna. Se observan costillas a partir de la tercera vuelta. No se observa con claridad la forma de la quilla. No se observan suturas. El ejemplar (Lámina 1, Figura 4.10 y Anexo II) corresponde a un contramolde, se diagnostica como *Arnioceras sp.* por la concavidad que presenta las costillas hacia la última vuelta, inclinadas hacia adelante y las vueltas más internas con ausencia de costillas. Además, se denota muy bien el aumento de tamaño de las vueltas hacia la última espira.

| Muestra de Laboratorio | Figura | Dm (mm) Diámetro de la concha | U (mm) Diámetro de la región umbilical | H (mm) Altura de la vuelta | EI (mm) Espacio intercostal | No. vueltas |
|------------------------|--------|----------------------------------|---|-------------------------------|--------------------------------|-------------|
| 84 | 4.9 | ~16.53 | ~13.24 | 6.62 | 1.52 | 5 |
| 86 | 4.10 | ~23.47 | ~10.22 | 7.50 | 2.17 | 4 |

Distribución geográfica: Europa, norte de África (Atlas Range), Tunisia, Caucasus, Rusia (NE), China (Tibet, Guangdong), Vietnam, Japón, Indonesia, Nueva Zelanda, Nueva Caledonia, Estados Unidos (Alaska, Nevada, California), Chile, Argentina, Perú, Ecuador, Colombia.

Rango estratigráfico Jurásico Inferior (Sinemuriano) (Howarth, 2013).

Familia Arietitidae HYATT, 1875

Arietitidae ind.

Material examinado: moldes y contramoldes de organismos (Catálogo FmS-AmmJ-2018), sólo se preservan secciones de vuelta en bajo grado de preservación en lutitas negras y lutitas arenosas

Descripción: se presentan secciones de vueltas de la espiral fragmentadas, las costillas son rectas (Figs. 4.44 y Lámina 6)

Rango estratigráfico: Hettangiano – Sinemuriano (Jurásico inferior).

Familia Echioceratidae BUCKMAN, 1913

Género *Paltechioceras* BUCKMAN, 1924

Sinonimias:

= *Arnioceras? monges-lopezi* ERBEN, 1956

= *Paltechioceras harbledownense* BLAU et al., 2003

Especie Tipo: *Paltechioceras elicatum* TRUEMAN & WILLIAMS, 1925

Diagnosis: Costillas con densidad estable por toda la concha, comienzan en la zona umbilical, inician e inmediatamente se vuelven fuertes y poco afiladas, La primera parte de las costillas es inclinada o curvada hacia atrás, y el margen umbilical llega a ser poco cóncavo y prosirradiado. En la vuelta externa las costillas se inclinan hacia delante cerca de la parte del vientre hasta llegar a ser lisas. La vuelta más externa es subelíptica y el enrollamiento es un tanto apretado. La parte ventral muestra un surco poco profundo y una quilla (Blau et al., 2003).

Distribución geográfica: México, Perú, Ecuador.

Rango estratigráfico: Sinemuriano superior (Howarth, 2013)

Paltechioceras cf. harbledownense CRICKMAY, 1929-1930

Gayosso-Morales, 2007; Islas et al. (2009).

Material examinado: 61 ejemplares en total, de los cuales se tomaron 7 ejemplares los más representativos (Lámina 1, Figs. 4.11- 4.13 y Anexo II) presentes en areniscas de grano fino con pobre grado de preservación en algunos ejemplares.

Descripción: El ejemplar (Lámina 1, Figura 4.11 y Anexo II) presenta una concha evoluta, subelíptica, planoespiral, con costillas densas presentes desde la primera

vuelta, que se engrosan hacia la zona umbilical a medida que aumenta el número de vueltas (5 vueltas) y son poco afiladas. Las costillas son prosirradiadas y desaparecen cuando se aproximan al vientre.

La vuelta externa es subelíptica, con enrollamiento apretado. No se observa con claridad la quilla. La zona umbilical presenta costillas prosirradiadas.

Los ejemplares se preservan como moldes y contramoldes con buen grado de conservación, en algunos ejemplares se visualiza que el sedimento recubre la última cámara de habitación y algunos lugares se fragmenta hacia la zona del vientre. No se observa la quilla, ni suturas.

| Muestra de Laboratorio | Figura | Dm (mm) Diámetro de la concha | U (mm) Diámetro de la región umbilical | H (mm) Altura de la vuelta | El (mm) Espacio intercostal | No. vueltas |
|------------------------|--------|----------------------------------|---|-------------------------------|--------------------------------|-------------|
| 4 | 4.11 | 37.18 | 25.8 | 10.8 | 3.3 | 5 |
| 5_1 | 4.12 a | 11.9 | 6.5 | 3.5 | 1.2 | 3 |
| 5_2 | 4.12 b | 12.6 | 10 | 4 | 0.74 | 2 |
| 5_3 | 4.12 c | 14.70 | 12 | 4 | 0.83 | 3 |
| 5_4 | 4.12 d | 11.6 | 10.5 | 3.47 | 0.82 | 3 |
| 5_5 | 4.13 | 10.8 | 8.2 | 2.8 | 0.8 | 4 |

Paltechioceras cf. mexicanum ERBEN, 1956

Sinonimias:

= *Arnioceras ceratitoides* (Quenstedt) *mexicanum* ERBEN, 1956

= *Paltechioceras aff. mexicanum* BLAU et al., 2003

Diagnosis: La concha es discoidal con apertura moderadamente baja. El ombligo es poco profundo y muy amplio, el aumento en la altura de la vuelta es algo menos rápido. Las partes exteriores de los flancos pasan redondeados hacia la zona externa. Solo la zona externa de la vuelta respectiva anterior queda recubierta. Costillas simples poco prosirradiadas que inician en la zona umbilical y luego son rectas en posición radial sobre los flancos, donde en cuyo extremo exterior se falcan hacia adelante, luego se fusionan con la delimitación exterior de los surcos de quilla, protuberancias exteriores de las costillas existen solamente hasta diámetro de concha de 50-60 mm (Erben, 1956).

Material examinado: 13 ejemplares en total de los cuales se tomaron 2 ejemplares más representativos con molde y contramolde, 1 ejemplar impreso en molde (Láminas 1 y 2, Figs. 4.14 - 4.16 y Anexo II) en donde sólo se visualiza una sección de la última vuelta en areniscas limosas y lutitas limosas con pobre grado de preservación.

Descripción: Se puede observar que la espira no se sobrepone por lo tanto es una concha evoluta, Costillas simples prosirradiada hacia la zona del vientre, son rectas desde la zona dorsal y se hacen falcadas hacia el vientre.

Blau et al. (2003) indican que el espacio intercostal aumenta con el tamaño de las vueltas, en esta observación se puede verificar esta afirmación con 1 mm de diferencia.

| Muestra de Laboratorio | Figura | Dm (mm) Diámetro de la concha | U (mm) Diámetro de la región umbilical | H (mm) Altura de la vuelta | EI (mm) Espacio intercostal | No. vueltas |
|------------------------|-----------|----------------------------------|---|-------------------------------|--------------------------------|-------------|
| 24_2 | 4.14 | ¿? | - | ~22,3 | 5 | - |
| 97_1 | 4.15 a, b | ¿? | - | ~20.11 | 5.32 | - |
| 24_1 | 4.16 a, b | ¿? | - | ~26.45 | 6.37 | - |

Distribución geográfica: Perú, México, Ecuador.

Rango estratigráfico: Sinemuriano superior (Howarth, 2013).

Género *Orthechioceras* TRUEMAN & WILLIAMS, 1925
(= *Orthechioceras recticostatum*, *Homechioceras*)

Diagnosis: vueltas internas deprimidas que llegan a ser subcuadradas, las costillas son rectas o prosirradiadas, cuya frecuencia incrementa de 38 costillas por vuelta en un diámetro de 80mm.

Orthechioceras cf. *pauper* ERBEN, 1956

Sinonimias:

= *Vermiceras bavaricum pauper* ERBEN, 1956

= *Orthechioceras pauper* ERBEN, 1956, BLAU et al. 2003

Especie Tipo: *Orthechioceras recticostatum*

Diagnosis: Concha evoluta, la vuelta interna tiene costillas muy densas, finas, rectas, a radiales que se inclinan hacia atrás, llegando a ser más espaciadas hacia delante en la vuelta exterior. La densidad de las costillas es constante por toda la concha. En la zona del vientre se inclinan progresivamente hacia delante y finalizan en el surco. El área externa en estadios juveniles (D=15mm) es lisa y sin quilla. Por lo menos con un diámetro de 35mm, la sección de la vuelta es tricarenada. Para los especímenes más largos se calcula un diámetro de 95 mm (Blau et al., 2003).

Material examinado: 167 ejemplares en total de los cuales se tomaron los 9 ejemplares más representativos (Láminas 2 y 3, Figs. 4.17 - 4.25 y Anexo II) preservados en molde de mediano grado de preservación y 1 ejemplar en molde y contramolde en buen estado de preservación, excepto en la última cámara de habitación. En arenisca de grano muy fino.

Descripción: Concha evoluta, planoespiral, subelíptica con 5 vueltas. Las costillas son rectas, simples, finas y constantes durante las vueltas; 42 costillas por vuelta. Hacia la parte dorsal las costillas son delgadas y se incrementa el grosor hacia la zona del vientre, se inclinan progresivamente hacia delante, y los espacios intercostales aumentan de tamaño mientras incrementa la espiral en la concha en dirección de la última cámara de habitación.

La presencia de la quilla se observa que no es tan pronunciada. No presenta suturas en el organismo. No se puede visualizar la sección de vuelta, siendo que están preservadas en moldes.

| Muestra de Laboratorio | Figura | Dm (mm) Diámetro de la concha | U (mm) Diámetro de la región umbilical | H (mm) Altura de la vuelta | Ei (mm) Espacio intercostal | No. vueltas |
|------------------------|-----------|----------------------------------|---|-------------------------------|--------------------------------|-------------|
| 7 a | 4.17 a, b | 79,9 | 68,8 | 16,85 | 0,55 | 5 |
| 8_1 | 4.18 | 70,58 * | 73 | 16,37 | 2,9 | 7 |
| 40 | 4.19 | - | ~90 | 15,2 | 4,2 | 7 |
| 36 | 4.20 | - | - | 23,68 | 5,7 | 7 |
| 11 | 4.21 | 74 * | 43* | 13,12 | 3,9 | 5 |
| 44_1 | 4.22 | 16.15 | 8.35 | 4.54 | 0.68 | 3 |
| 55_1 | 4.23 | 10.34 | 4.88 | 2.49 | 0.54 | 3 |
| 44_2 | 4.24 | 9.44 | 6.32 | 2.30 | 0.68 | 3 |
| 39 | 4.25 | - | - | 20.15 | 7.10 | 6* |

Distribución geográfica: Canadá (Yukón), Estados Unidos (Alaska), Ecuador.

Rango estratigráfico: Jurásico Inferior (Sinemuriano superior) (Howarth, 2013).

Género *Orthechioceras incaguesiense* HILLEBRANDT, 2002

Sinonimias:

= *Coroniceras (Metophioceras) aff. Schloenbachi* ERBEN, 1956

= *Orthechioceras incaguesiense* HILLEBRANDT., BLAU et al. 2003

Especie Tipo: *Orthechioceras recticostatum*

Diagnosis: Concha evoluta, en las vueltas interiores presentan un diámetro mayor a 35 mm, la sección de vuelta es cuadrada y sus costillas son densas a finas y radiales a

un poco proyectadas hacia delante, que comienzan en las vueltas internas. Cuando el desarrollo es mayor, las costillas tienen la misma altura sobre los flancos, se hacen tenues en el área ventral y se proyectan hacia atrás antes de los surcos de quilla.

La sección de vuelta es más subcuadrada en el estadio adulto tienen un diámetro entre 25 y 35 mm, el área ventral es casi plana a un poco redondeada, con una débil quilla, el surco no está presente en este estadio. Después, el surco se desarrolla y la quilla llega a ser tricarenada (Blau et al. 2003).

Material examinado: 24 ejemplares en total de los cuales se tomaron los 2 ejemplares más representativos (Lámina 3, Figs. 4.19 - 4.20 y Anexo II) en arenisca de grano medio con bajo grado de preservación.

Descripción: Se observa en los ejemplares (Lámina 3, Figs. 4.26 – 4.27 y Anexo II) que su concha es evoluta, planoespiral (6 vueltas). Las costillas son densas, y empiezan desde la primera vuelta, y constantes durante toda la espiral. Además, son radiales y finas a un poco proyectadas hacia delante. Desde el ombligo las costillas son finas y se van ensanchando mientras nos acercamos a la última cámara de habitación.

En los ejemplares no se puede reconocer las líneas de sutura.

| Muestra de Laboratorio | Figura | Dm (mm) Diámetro de la concha | U (mm) Diámetro de la región umbilical | H (mm) Altura de la vuelta | EI (mm) Espacio intercostal | No. vueltas |
|------------------------|--------|----------------------------------|---|-------------------------------|--------------------------------|-------------|
| 13 | 4.26 | 55,5 * | 52,8 | 14,8 | 3,6 | 5 |
| 14 | 4.27 | 58,36 | 49 | 15,32 | 3,58 | 6 |

Distribución geográfica: México (Hidalgo), Ecuador.

Rango estratigráfico: Sinemuriano superior (Howarth, 2013).

Género *Leptechioceras* BUCKMAN, 1923

(Geyer, 1974; Collin & Bancroft, 1986; Aspden, 1992)

Diagnosis: Las vueltas externas son muy comprimidas o sin costillas, la quilla está presente en todas las formas, sus costillas son densas.

Sinonimias:

= *Psilechioceras* ERBEN, 1956

Diagnosis: Vueltas internas circulares, llegando a ser comprimidas; vientre fastigiado desarrollando una quilla en estados tempranos, la cual persiste en todo el crecimiento; la región umbilical alrededor del 45% de diámetro en 10 mm, en estado inicial la concha es lisa, las vueltas internas presentan costillas finas de densas a fuertes, costillas extensamente espaciadas, las vueltas externas llegan a ser lisas o desaparecen cerca del final de la cámara de habitación (Howarth, 2013).

Las vueltas exteriores se vuelven fuertemente comprimidas y lisas. La quilla es débil en algunos y en otros la quilla se encuentra flanqueada por surcos, en su etapa inicial la quilla es muy corta y a veces es difícil distinguirla. La presencia de tubérculos es rara o ausente (Howarth, 2013).

Distribución: Europa, México, Perú, Ecuador.

Material examinado: 6 ejemplares en total de los cuales se tomaron los 2 ejemplares más representativos, preservados en moldes, 1 ejemplar en molde y contramolde (Lámina 4. Figs. 4.28 – 4.30 y Anexo II).

Descripción: Los ejemplares (Lámina 4, Figs. 4.28 – 4.30 y Anexo II) presentan una concha planoespiral, evoluta, se distinguen ligeramente las costillas con disposición hacia adelante, gruesas, espaciadas y no tan densas en las vueltas exteriores, en las vueltas interiores se empacan, la huella de la quilla es visible en algunas ocasiones, posee un lento incremento de la altura en la última vuelta.

Se utilizó 3 ejemplares (Lámina 4, Figs. 4.28 – 4.30 y Anexo II) de la colección para la descripción, el género *Leptechioceras* es característico por el espaciamiento entre sus costillas, en el material encontrado no se puede observar las costillas iniciales por el sedimento incrustado en la zona umbilical, pero si es notorio el espaciamiento entre ellas, poca densidad, además de observarse que el crecimiento de la última vuelta es visible con respecto a las vueltas iniciales. No se observa muy claro la presencia de la quilla y suturas en los ejemplares.

| Muestra de Laboratorio | Figura | Dm (mm) Diámetro de la concha | U (mm) Diámetro de la región umbilical | H (mm) Altura de la vuelta | EI (mm) Espacio intercostal | No. vueltas |
|------------------------|-----------|----------------------------------|---|-------------------------------|--------------------------------|-------------|
| 81 | 4.28 a, b | 28.08 | 11.75 | 5.75 | 2.10 | 6 |
| 82 | 4.29 | 15.85 | 9.10 | 4.93 | 2.11 | 4 |
| 83 | 4.30 | 9.46 | 6,98 | 5.96 | - | 4 |

Distribución geográfica: Europa, México, Perú, Ecuador.

Rango estratigráfico: Jurásico Inferior (Sinemuriano superior) (Howarth, 2013).

Familia Echioceratidae BUCKMAN, 1913

Echioceratidae ind.

Material examinado: fragmentos en molde y contramolde de la última vuelta de la espiral del amonite de bajo grado de preservación en lutitas arenosas y areniscas de grano medio a fino.

Descripción: Se observan en secciones de vuelta de la espiral, las costillas son rectas a falcadas, a veces se observa la huella de la quilla redondeada y se reconoce por la presencia de dos surcos (Fig. 4.35, 4.36 y Lámina 5).

Rango estratigráfico: Sinemuriano, Jurásico inferior.

Familia *Schlotheimiidae* SPATH, 1923

Género *Schlotheimia* BAYLE, 1878

Sinonimias:

= *Scamniceras* LANGE, 1924

= *Anguliferites* LANGE, 1951

Diagnosis: Planar, hasta 7 vueltas, cada vuelta se sobrepone un tercio de la anterior, vueltas comprimidas, planas, lados paralelas o convergentes; la zona umbilical presenta un diámetro del 35-45%; alcanza grandes tamaños; costillas radiales, simples, afiladas que se curvan hacia adelante en el vientre; pueden unirse para formar chevrones ventrales o ser interrumpidos por una banda lisa sobre el vientre; los lados se vuelven lisos en las vueltas exteriores dejando las costillas tenues sobre el vientre (Howarth, 2013).

Material examinado: 2 ejemplares en total (Lámina 4, Figs. 4.31-4.32 y Anexo II) en mala preservación los restos están presentes en lutitas arenosas, sólo se puede observar una sección de la vuelta.

Descripción: En los ejemplares (Lámina 4, Figs. 4.31-4.32 y Anexo II) se observan una sección de vuelta, posiblemente la última vuelta de la espiral con buen grado de preservación, las costillas son simples, afiladas que se curvan hacia adelante en el vientre, se puede observar que las terminaciones de las costillas hacia el vientre forman los chevrones ventrales, no presentan quilla.

El material no se encuentra completo para poder asignarlo al género *Schlotheimia* con seguridad, las características morfológicas de las costillas y la ausencia de la quilla nos permite clasificarlo en el género asignado. Existe otro ejemplar con bajo grado de preservación, se le asigna a este género al observarse la forma de la concha comprimida desde la zona umbilical, se puede observar costillas simples, afiladas y radiales; no se observa el vientre para asegurar la característica de los chevrones.

| Muestra de Laboratorio | Figura | Dm (mm) Diámetro de la concha | U (mm) Diámetro de la región umbilical | H (mm) Altura de la vuelta | Ei (mm) Espacio intercostal | No. vueltas |
|-------------------------------|---------------|---|--|--------------------------------------|---------------------------------------|--------------------|
| 97_1 | 4.31 | - | - | 21.96 | 3.74 | - |
| 97_2 | 4.32 | - | - | 22.71 | 4.58 | - |

Distribución geográfica: Europa, Rusia (noreste), Canadá (Colombia Británica), Estados Unidos (Alaska, Nevada, Oregón), ¿Chile, Argentina, Perú, Nueva Caledonia?, Nueva Zelanda, Ecuador.

Rango estratigráfico: Jurásico Inferior (Hettangiano).

Lámina 1 (véase Anexo II)

Figuras 4.7 - 4.8: *Vermiceras* sp. del Hettangiano al Sinemuriano inferior.

Figuras 4.9 - 4.10: *Arnioceras* sp. del Sinemuriano.

Figuras 4.11- 4.12 - 4.13: *Paltechioceras* cf. *harbledownense*, posiblemente adulto de tipo A (Makowski, 1962) y *Paltechioceras* cf. *harbledownense*, asociación de juveniles de tipo A (Makowski, 1962) respectivamente del Sinemuriano superior.

Figura 4.14: *Paltechioceras* aff. *mexicanum* del Sinemuriano superior.

Lámina 2 (véase Anexo II)

Figuras 4.15 - 4.16: *Paltechioceras* aff. *mexicanum* del Sinemuriano superior.

Figuras 4.17 - 4.18: *Orthechioceras* cf. *pauper* del Sinemuriano superior

Lámina 3 (véase Anexo II)

Figuras 4.19 - 4.20 - 4.21: *Orthechioceras* cf. *pauper* del Sinemuriano superior

Figuras 4.22 – 4.23 - 4.24 - 4.25: *Orthechioceras* cf. *pauper* del Sinemuriano superior conchas masculinas.

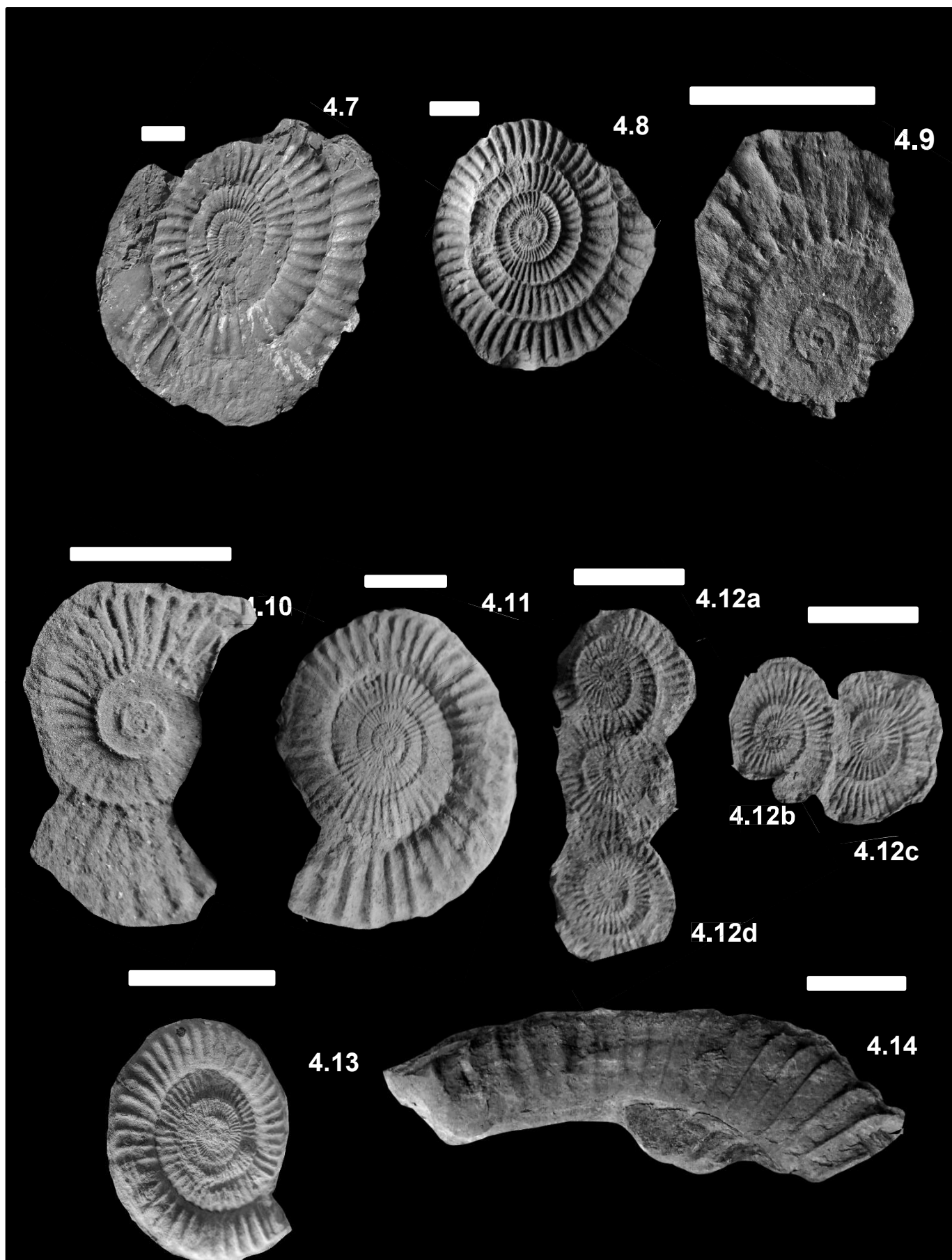
Figuras 4.26 - 4.27: *Orthechioceras* aff. *Incaguessiense* del Sinemuriano Superior.

Lámina 4 (véase Anexo II)

Figuras 4.28 – 4.29 – 4.30: *Leptechioceras* sp. del Sinemuriano superior.

Figuras 4.31- 4.32: *Schlotheimia* sp. del Hettangiano.

Las barras blancas ubicadas en la parte superior de los ejemplares representan una escala de 10 mm.



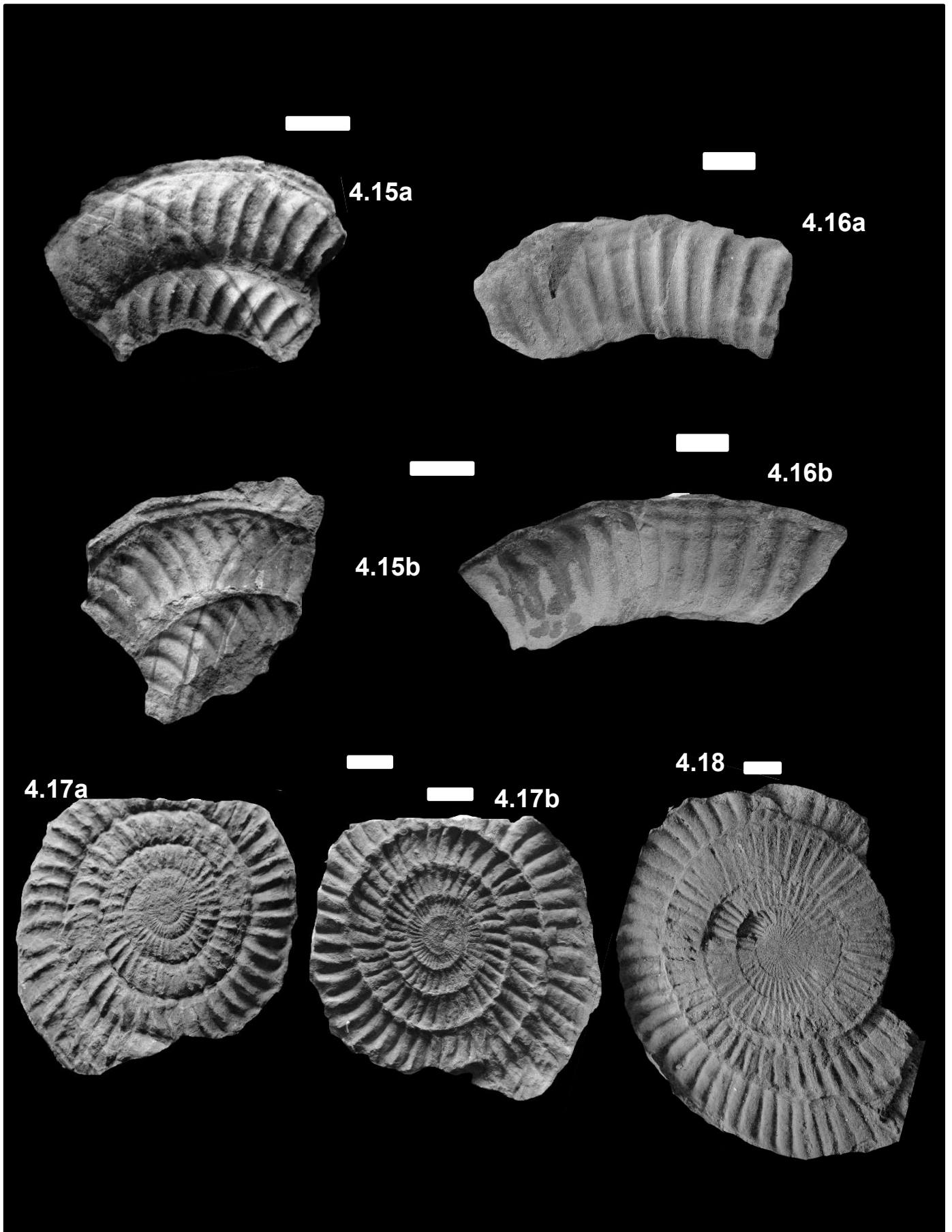


Lámina 3 (véase Anexo II)

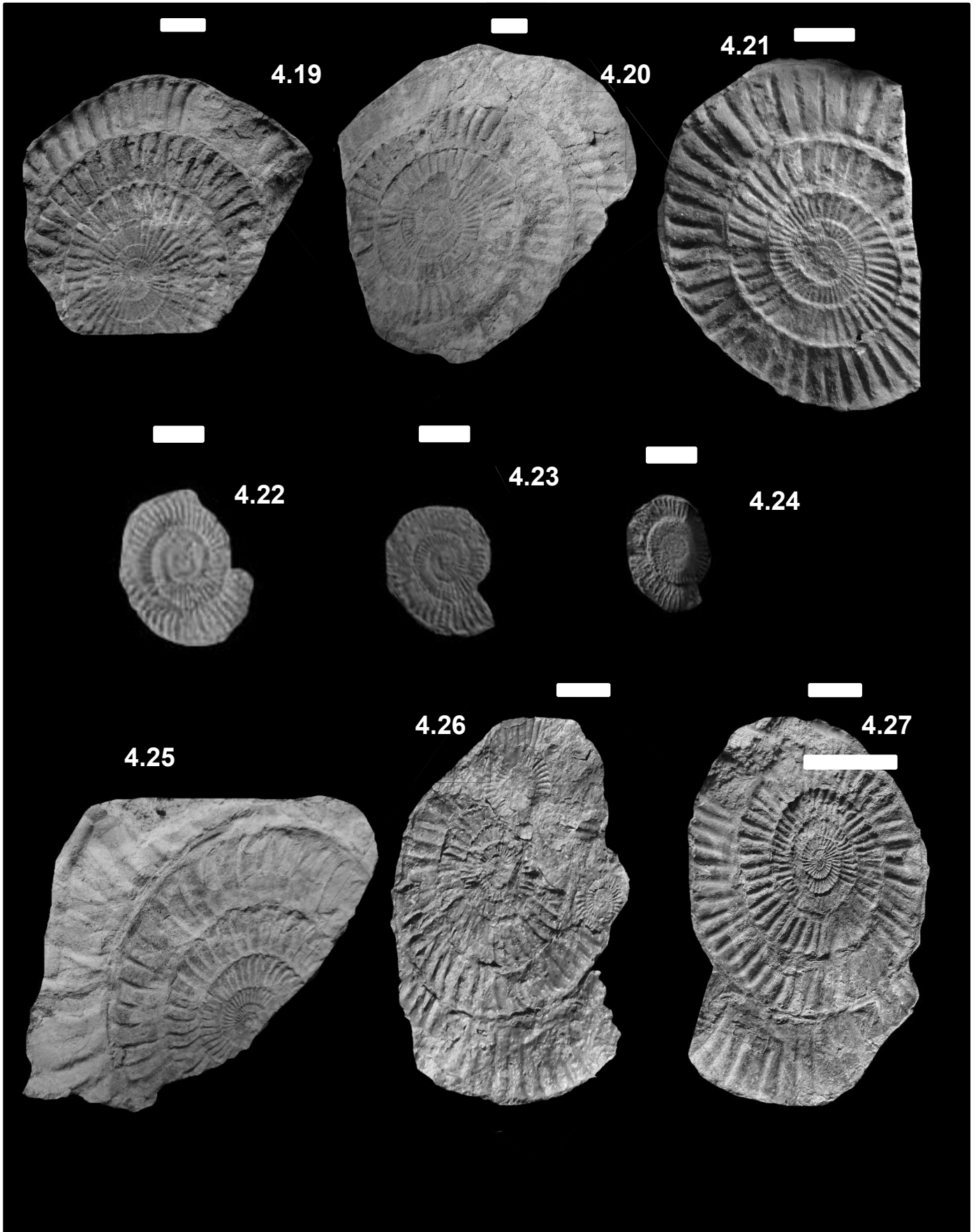
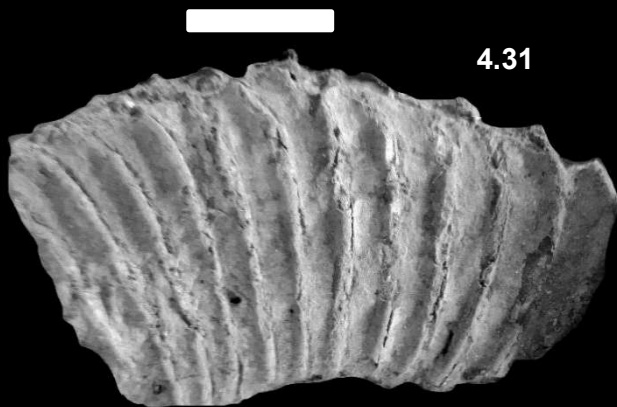
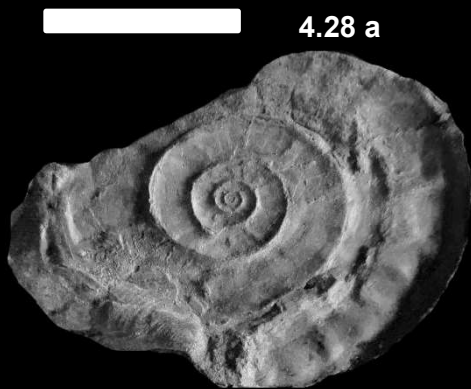


Lámina 4 (véase Anexo II)



4.3.2 DESCRIPCIÓN TAXONÓMICA

Durante el proceso de fosilización de los organismos se pierde la composición original por los cambios físicos y químicos que se producen durante la depositación en el substrato. Los ejemplares fósiles analizados aparecen en lutitas, lutitas arenosas y areniscas de grano fino, en algunas ocasiones se encuentran con cierto grado de meteorización en forma de moldes y contramoldes en diferentes estados de preservación y tamaños, es decir, se los puede observar completos, rotos, semi completos y fragmentados.

Se preservan principalmente las morfologías de la concha externa en donde se puede reconocer la forma y las características de las costillas que inicia desde la zona umbilical hasta el vientre, por lo tanto, se puede reconocer el número de vueltas presentes en el espécimen, en ocasiones estos parámetros son difíciles de reconocer al tener diferentes grados de preservación en la morfología externa. La presencia de la quilla no es muy visible en la mayoría de los ejemplares, al estar presentes en material sedimentario rico en arcillas que no han permitido una buena preservación de todas sus partes.

En el Miembro Yukianza se han podido encontrar ejemplares desde 10 a 80 mm, además de un gran número de especímenes distribuidos en poca superficie, se observan juntos, unos sobre otros o en diferentes secciones de la concha externa.

Fueron reconocidos amonites completos de tallas grandes sin contacto con otros ejemplares, ejemplares sobrepuestos o encima de otros cubriendo características morfológicas importantes para la identificación, restos de partes de los amonites incrustados encima de amonites de tallas medianas y grandes, amonites de tallas pequeñas que han preservado muy bien su morfología mejor que en los diámetros grandes (Fig. 4.33).

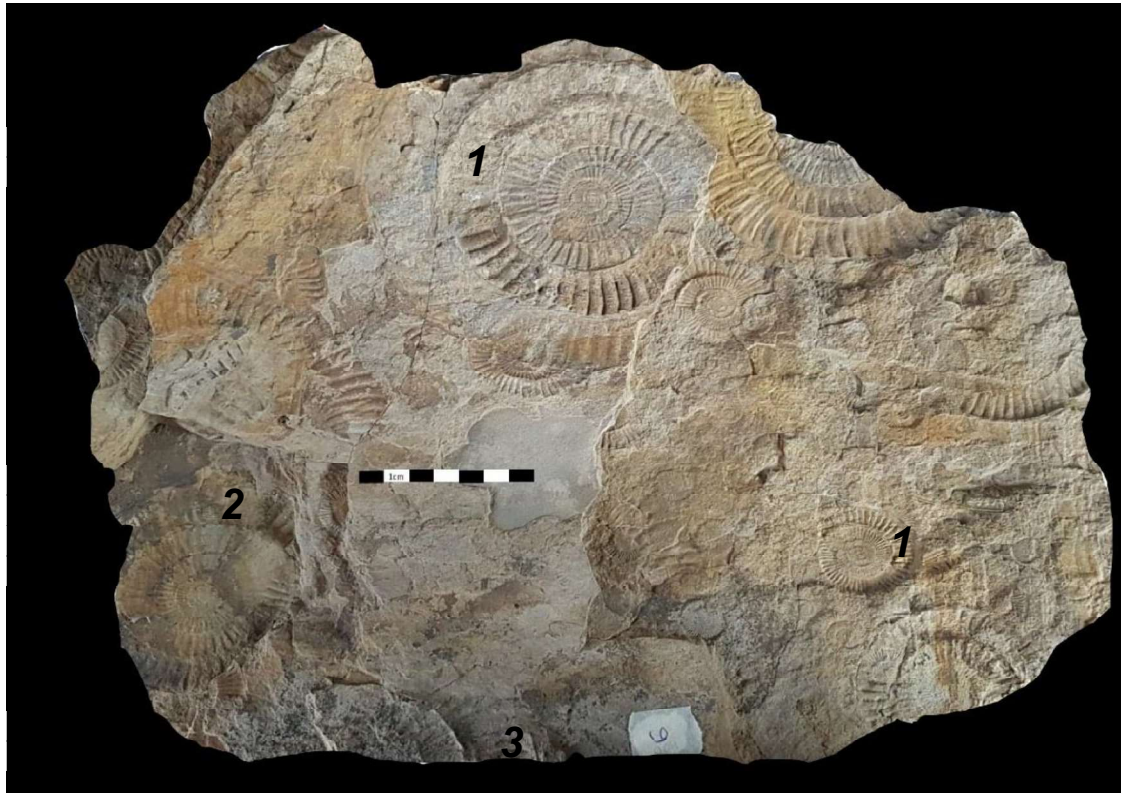


Figura 4.33 Asociación de amonoides: Se observa (1) *Orthechioceras cf. pauper*, (2) *Orthechioceras aff. Incaguesiense* y (3) *Paltechioceras cf. harbledownense*. La escala indica 70 mm. Además, se observa 2 direcciones de diaclasamiento en forma vertical, con grado de meteorización intermedio en una lutita arenosa. La muestra pertenece a los afloramientos estudiados en la vía Logroño – Chiguaza.

Los amonites descritos se presentan asociados en planchas de rocas, en moldes y contramoldes externos en posición planar (Láminas 5 - 6, Fig. 4.34 – 4.43); junto a ellos se encuentran pocos fragmentos de bivalvos y restos de escamas de peces no identificados (Fig. 4.45).

El estudio y conteo de ejemplares en diferentes estratos de preservación se resume en las tablas del Anexo III. Algunos detalles de la preservación de los restos se muestran en las Láminas 5 a 6.

Los datos arrojados indican dentro de los 355 ejemplares, el 36.66% en conchas completas, el 14.94 % en conchas rotas o semicompletas, el 17.3% en conchas fragmentadas. Además, la orientación preferencial de los amonoides sobre el estrato es del 56% en orientación planar o planoespiral, el 2% en orientación vertical y el 13.22% en posiciones variadas (véase Anexo III). Como se observa en la Fig. 4.33 los niveles con alta concentración de restos analizados presentan variedad de tamaños preservados. El elevado número de los fósiles permitió realizar un estudio de abundancia relativa de especies y de diversidad (ver apartado 5.1)

La preservación de los restos de organismos de los amonites en los sedimentos marinos estuvo condicionada por varios factores que modificaron los estados de preservación de la morfología de la concha durante la fosilización y de esto dependieron su distribución y presencia en las diferentes litologías como: lutitas, lutitas con contenido de materia orgánica, lutitas arenosas, areniscas, areniscas limosas, areniscas líficas.

Los diferentes estados de preservación que presentan los restos de organismos amonites, se debe a procesos tafonómicos que se dieron durante su sedimentación hasta su enterramiento. Posterior al enterramiento se produjo la total disolución de partes blandas y del aragonito, quedando sólo evidencia de huellas e improntas de la morfología externa de la concha de los amonites y parte superior del vientre de la concha (presencia de la quilla).

Lámina 5 (véase Anexo II)

Figura 4.34 *Arnioceras* sp.

Figura 4.35 Asociación fosilífera de *Paltechioceras* cf. *harbledownense* y *Paltechioceras* aff. *mexicanum*, además la Figura 4.35 presencia de una quilla, posiblemente huella de la familia *Echioceratidae*.

Figura 4.36 Molde de una quilla de la especie *Paltechioceras* aff. *mexicanum*.

Figura 4.37 Asociación fosilífera de *Orthechioceras* aff. *incaguesiense*, *Orthechioceras* cf. *pauper* concha femenina [M] y concha masculina [m], (ver apartado 5.1) y *Paltechioceras* cf. *harbledownense*.

Figura 4.38 Moldes de microconchas de la especie *Orthechioceras* cf. *pauper*

Lámina 6 (véase Anexo II)

Figura 4.39: Moldes de la especie *Paltechioceras* cf. *harbledownense* de diferentes tamaños (juveniles?).

Figura 4.40: Asociación fosilífera de amonites (*Leptechioceras?* sp.; *Schlotheimia*) y presencia de bivalvo no identificable.

Figura 4.41: Ejemplares con microconchas encima de macroconchas de la especie *Orthechioceras* cf. *pauper*.

Figura 4.42: Macroconcha y microconcha de la especie *Orthechioceras* cf. *pauper*.

Figura 4.43: Asociación fosilífera de *Vermiceras* sp.; *Orthechioceras* cf. *incaguesiense* y restos de *Echioceratidae* y *Arietitidae* no identificados.

Figura 4.44: *Arietitidae* indeterminado.

Las barras blancas ubicadas en la parte superior de los ejemplares representan una escala de 10mm para cada amonite.

Lámina 5 (véase Anexo II)

4.34



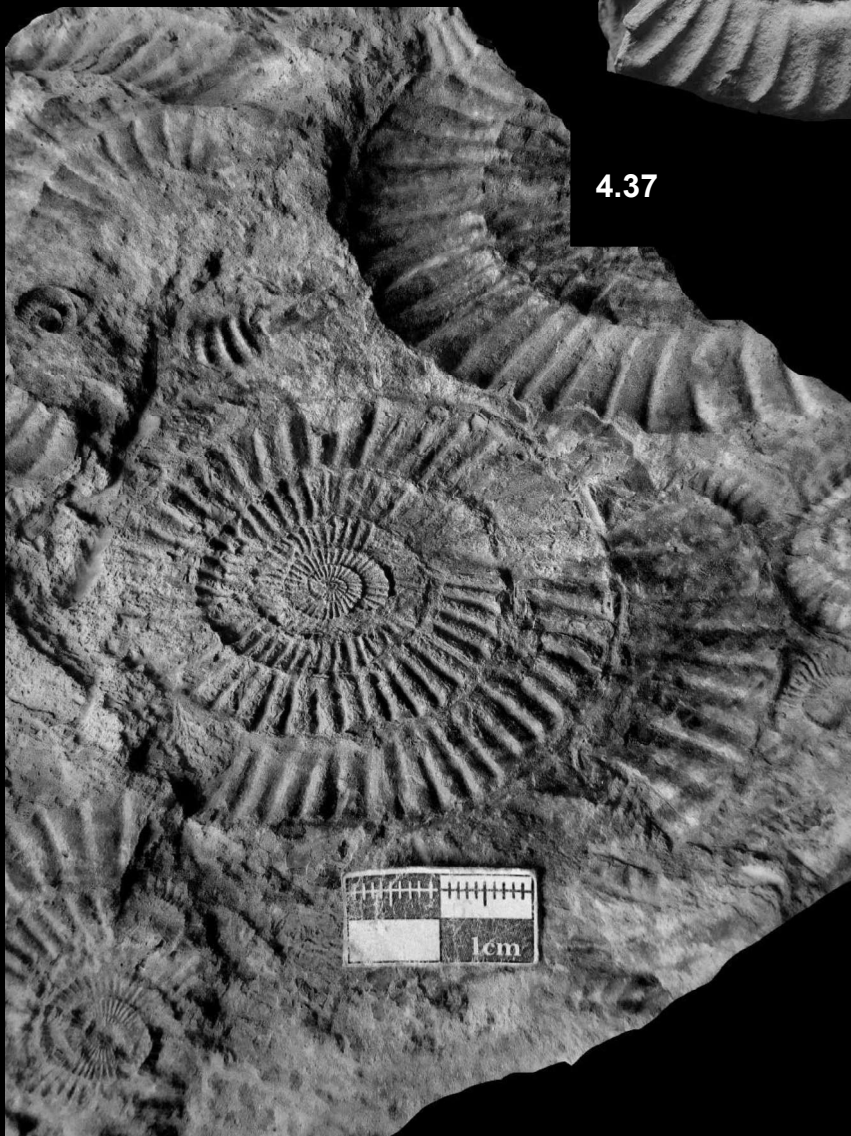
4.35



4.36



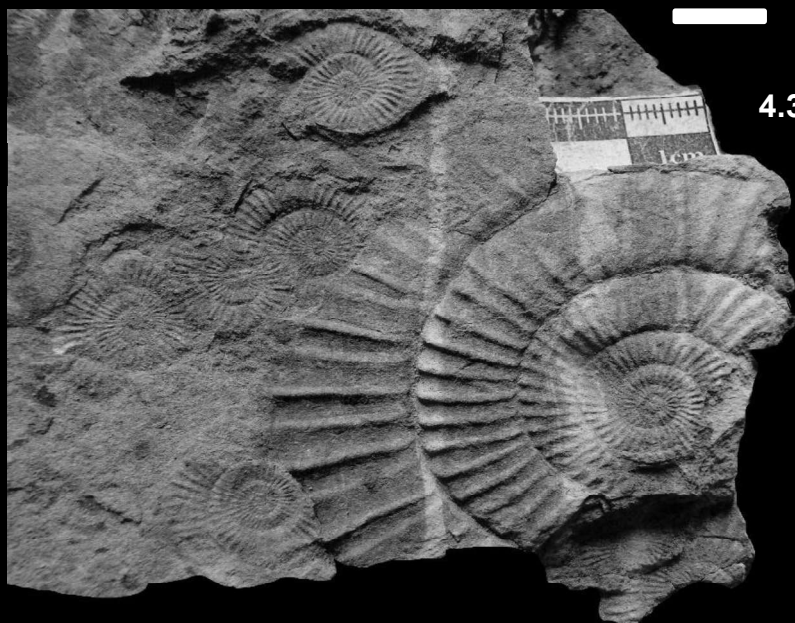
4.37



4.38



Lámina 6 (véase Anexo II)



4.39



4.40



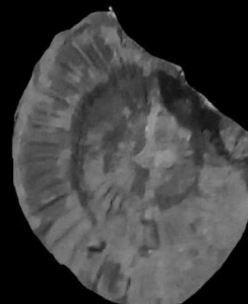
4.41



4.42



4.43



4.44

En el conjunto de la columna se han localizado estratos con alta cantidad de restos de fósiles frente a otras unidades estratigráficas que no presentan significativa fauna fósil, esto evidencia diferentes momentos de características de la acumulación de fósiles y mortandad.

Dentro del Miembro Yukianza de la Formación Santiago, existen horizontes con diferentes características tafonómicas de preservación de los amonites. En las facies más basales aparecen fragmentos y conchas dispersas con baja densidad de restos en las capas. Hacia el techo se han observados horizontes de alta concentración de restos (véase Láminas 5, 6 y Anexo II) y densidad de conchas de amonites que evidencian la ocurrencia de procesos de acumulación diferentes a los anteriores.

Estos estratos con mayor contenido de restos fósiles aparecen con conchas completas frente al menor contenido de fragmentos; estas características apuntan a procesos de poco transporte siendo que las conchas se encuentran poco fragmentadas (véase Figs. 4.41 y 4.42, Lámina 6 y Anexo II), esto a su vez está evidenciado por una orientación planar casi homogénea de los ejemplares y sin orientaciones caóticas (o verticales) de los fragmentos de las conchas, asociado a poca turbulencia. Además, existe variedad de tamaños en el mismo estrato, indicando poca selección por transporte. Sin embargo, debió de existir un transporte moderado, ya que existen fragmentos y diferentes grados de preservación, debido a que la morfología de las costillas se observa unas más desgastadas que otras. Así mismo, cuando los amonites se preservan *in situ* sin nada de transporte y acumulados directamente *post-mortem*, es habitual encontrar entre los restos los apticus de las conchas (parte bucal del amonite), que en estas concentraciones no han sido observados, lo que evidencia desarticulación de estas partes y alteración de la materia blanda antes de la sedimentación. Los fragmentos de conchas de los amonites pueden sufrir transporte por flotación entre 50 y 100 metros de profundidad cuando son conchas de menos de 10 cm tienen tendencia a caer al fondo más fácilmente (Chamberlain et al., 1981). La variedad de especies y tamaños puede estar indicando parte de acumulación por caída desde la columna de agua, junto con un poco de transporte post-mortem (véase p.e. en Figs. 4.33, 4.39 y Anexo II).

Posterior a estos procesos biostratinómicos el enterramiento debió de ser rápido ya que no existen rastros de presencia de organismos epibiontes sobre las conchas. Los procesos de diagénesis favorecieron la disolución, formación de moldes, y compactación de los estratos. Asociada a esta compactación debió ocurrir una orientación preferente por el peso de los sedimentos, intensificando las orientaciones

planares observadas (véase p.e. en Figs. 4.37, 4.38 y Anexo II) y fomentando la superposición de impresiones de las conchas de los amonites en dichos estratos.

Además, dentro de los restos, (véase p.e. en Figs. 4.33; 4.35, Lámina 5 y Anexo II), existen formas de conchas subelíptica acumuladas junto a otras morfologías más discoidales diferentes orientaciones dentro del estrato. Esta mezcla evidencia que dichas morfologías no son resultado de deformación tectónica asociada a los estratos, que no muestran evidencia de alta deformación ni en campo ni en lámina delgada (véase Anexo I, Láminas delgadas). La morfología discoidal/subelíptica de las conchas, por lo tanto, se debe a procesos de variación morfológicas previa y propia de las especies. Con los datos obtenidos no es posible asignar una causa concreta a estas variaciones morfológicas, salvo probables adaptaciones morfológicas al medio.

Esta zona de alta acumulación de amonites no presenta ejemplares de otras especies como bivalvos, especies epibiontes, ni otros restos faunales, lo que indicaría que las comunidades bentónicas en el fondo marino no existían o eran muy escasa (véase Fig. 4.40). Las condiciones no eran ideales para que pudieran existir variedad de faunas, lo que podría estar asociado a mayor cantidad de anoxia en el fondo marino, que coincide con la preservación de la materia orgánica, carbones y lutitas negras y poco contenido de conchas frente a otros restos de invertebrados lo que confirmaría que las comunidades bentónicas eran poco o ausentes y poco desarrolladas para adaptarse a las condiciones del medio, y evidenciaría también el transporte parcial de los restos desde la columna de agua.

CAPÍTULO 5 - INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

5.1 PALEOECOLOGÍA

5.1.1 ABUNDANCIA

En la secuencia de la Formación Santiago y sus miembros, se contabilizaron los ejemplares más representativos con características morfológicas identificables y sus respectivas medidas, que permitió el análisis de la abundancia relativa de las especies, y medición del índice de diversidad y de dominancia de Simpson (ver apartado 3.4).

El número de ejemplares de especies identificadas es tomado en cuenta respecto al número total de ammonoideos presentes (en porcentajes) para mostrar su abundancia relativa (Tab. 5.1). El número total de ejemplares de ammonoideos contabilizados fue de 355, cuya preservación permitió la identificación de 288 ejemplares con las especies *Arnioceras* sp., *Leptechioceras* sp., *Paltechioceras* cf. *harbledownense*, *Paltechioceras* aff. *mexicanum*, *Orthechioceras* aff. *incaguesiense*, *Orthechioceras* cf. *pauper* y *Schlotheimia*, *Vermiceras* sp., y 67 ejemplares no identificados pertenecientes a las familias Arietitidae y Echioceratidae cuya preservación individual no permitió la identificación de las especies (Tab. 5.1, Anexo II).

Tabla 5.1 Número de especies registradas en la Formación Santiago.

| Especie | Número de ejemplares | Porcentaje (%) | Rango de Edad |
|---|----------------------|----------------|------------------------------------|
| <i>Orthechioceras</i> cf. <i>pauper</i> | 167 | 47,04225352 | Sinemuriano superior |
| <i>Paltechioceras</i> cf. <i>harbledownense</i> | 61 | 17,18309859 | Sinemuriano superior |
| <i>Orthechioceras</i> aff. <i>incaguesiense</i> | 24 | 6,76056338 | Sinemuriano superior |
| <i>Paltechioceras</i> aff. <i>mexicanum</i> | 13 | 3,661971831 | Sinemuriano superior |
| <i>Vermiceras</i> sp. | 14 | 3,943661972 | Hettangiano - Sinemuriano superior |
| <i>Leptechioceras</i> sp. | 4 | 1,126760563 | Sinemuriano superior |
| <i>Arnioceras</i> sp. | 3 | 0,845070423 | Sinemuriano |
| <i>Schlotheimia</i> | 2 | 0,563380282 | Hettangiano |
| Ejemplares de las familias Arietitidae y Echioceratidae, especies con baja preservación | 67 | 18,87323944 | Indeterminado |
| TOTAL DE EJEMPLARES | 355 | | |

La especie más abundante es *Orthechioceras* cf. *pauper* (Figs. 4.17-4.24) con 167 ejemplares que representan un porcentaje de la abundancia total de 47.04% (Tab. 5.1). De los 167 ejemplares identificados de esta especie, el diámetro varía entre 10.34 mm a 93.7 mm. El número de vueltas tiene un intervalo de 3 a 7 vueltas, Anexo II.

A continuación, se registró a *Paltechioceras* cf. *harbledownense* (Figs. 4.11-4.12) con 61 ejemplares y el porcentaje que representa un porcentaje de 17.18% (Tab. 5.1), cuyos diámetros de concha varían entre 59.24 mm a 9.3 mm. En cuanto al número de vueltas, presentan un intervalo de 2 a 6 vueltas (Anexo II).

Para *Orthechioceras* aff. *incaguesiense* (Fig. 4.26-4.27) con 24 ejemplares que representa un porcentaje de 6.76% (Tab. 5.1), cuyos diámetros varían entre 70.57 mm a 13.39 mm y para el número de vueltas, presenta un intervalo de 4 a 6 vueltas, (Anexo II).

Paltechioceras cf. *mexicanum* (Figs. 4.14-4.16), presenta 13 ejemplares incompletos y representan un porcentaje de 3.66%, (Tab. 4.45). Tan sólo se preservan fragmentos de la última vuelta, por lo que no es posible concretar los datos de diámetro, ombligo y número de vueltas, (Anexo II).

De la especie *Vermiceras* sp. se contabilizaron 14 ejemplares que representan un porcentaje de 3.94% (Fig. 4.7-4.8), cuyos diámetros varían de 83 mm a 42 mm. mayor de 83 mm y diámetro menor de 42 mm. En cuanto al número de vueltas posee un intervalo de 5 a 6 vueltas, (Anexo II).

Arnioceras sp. (Figs. 4.9-4.10), posee 3 ejemplares que representan un porcentaje de 0.85% (Tab. 5.1), con diámetros entre 23 mm a 16 mm. En cuanto al número de vueltas con un intervalo de 4 a 5 vueltas, (Anexo II).

Finalmente, *Leptechioceras* sp. (Fig. 4.28), presenta 4 ejemplares que representan un porcentaje de 1.13 %, (Tab 5.1) con diámetros entre 9.46 m a 28.08 mm (4-6 vueltas); y *Schlotheimia* (Figs. 4.31-4.32), 2 ejemplares y porcentaje de 0.56%, con parámetros no cuantificables por su estado de fragmentación, (Anexo II).

Además de 67 ejemplares de las familias Arietitidae y Echioceratidae de especies no identificables, que presentan un porcentaje de 18.87% (Tab 5.1).

La distribución de los ejemplares dentro de los Miembros identificados en la Formación Santiago es la siguiente:

Miembro Patuca

La especie más abundante en este Miembro es de la familia Arietitidae con el género *Arnioceras* sp. presentes en moldes, se encuentran fragmentos de la última vuelta donde se aprecian la morfología de las costillas, en lutitas negras con poco contenido de materia orgánica

Miembro Yukianza

Las especies más abundantes para este Miembro es *Orthechioceras* cf. *pauper* (Fig. 4.37) con 167 ejemplares, *Orthechioceras* aff. *incaguesiense* (Fig. 4.43) con 24

ejemplares, *Paltechioceras* cf. *harbledownense* (Fig. 4.39) con 61 ejemplares, reconocidos por contramolde y fragmentos, seguido de *Paltechioceras* cf. *mexicanum* (Fig. 4.37) con 6 ejemplares incompletos posiblemente de la última vuelta. Finalmente, *Vermiceras* sp. (Fig. 4.43) con 17 ejemplares, todos los ejemplares reconocidos en moldes (Lámina 1- 4, Anexo II).

Tabla 5.2 Abundancia relativa del registro fosilífero presente en el Miembro Yukianza. Abundancia relativa: D =índice de dominancia de Simpson, $1-D$ =Índice de diversidad de Simpson.

| Especie | Número de individuos | Abundancia relativa (pi) | pi ² |
|---|----------------------|--------------------------|-----------------|
| <i>Orthechioceras</i> cf. <i>pauper</i> | 167 | 0,470422535 | 0,22129736 |
| <i>Paltechioceras</i> cf. <i>harbledownense</i> | 61 | 0,171830986 | 0,02952589 |
| <i>Orthechioceras</i> aff. <i>Incaguasiense</i> | 24 | 0,067605634 | 0,00457052 |
| <i>Paltechioceras</i> aff. <i>mexicanum</i> | 13 | 0,036619718 | 0,001341 |
| <i>Vermiceras</i> sp. | 14 | 0,03943662 | 0,00155525 |
| <i>Leptechioceras</i> sp. | 4 | 0,011267606 | 0,00012696 |
| <i>Arnioceras</i> sp. | 3 | 0,008450704 | 7,1414E-05 |
| <i>Schlotheimia</i> | 2 | 0,005633803 | 3,174E-05 |
| Σ =numero de individuos totales | 355 | D | 0,25852013 |
| | | 1-D | 0,74147987 |

5.1.2 DOMINANCIA E ÍNDICE DE SIMPSON

A partir de los datos de abundancia, se calculó el índice de diversidad de Simpson y el valor de dominancia (ver Apartado Metodología y Tabla 5.2)

El valor de la dominancia (D) de especies es bajo (0.26), lo que representa que no exista una especie altamente dominante frente al resto. Esto queda reflejado a su vez en el valor del índice de diversidad de Simpson ($1-D$) de 0.74, que es un valor alto y refleja una diversidad moderada con presencia de varios ejemplares de cada especie (Tab. 5.2).

Existen 3 especies con mayor dominancia frente al resto (*Orthechioceras* cf. *pauper* que representa el 47.07%; *Paltechioceras* cf. *harbledownense* que representa el 17.18%; *Orthechioceras* aff. *incaguasiense* que representa el 6.76%), pero cabe destacar que *Orthechioceras* cf. *pauper* es con diferencia la más abundante y podría haber sido la especie dominante en el medio, quizás favorecido por su tamaño (gran diámetro de su concha y fuertes costillas).

5.1.3 ANÁLISIS DE DIMORFISMO SEXUAL

Debido al elevado número de ejemplares muestreados en los horizontes fosilíferos de vía a Chiguaza, y a la elevada presencia de restos de una misma especie con diferentes tamaños (ver Tabla Anexo II), se realizó un estudio para valorar la presencia de dimorfismo sexual. Para ello se consideran los parámetros de tamaño de Makowski, (1962), (ver Metodología y Anexo II).

En la asociación de amonites estudiada, se observan, para la especie *Orthechioceras* cf. *pauper* dentro de un mismo estrato, la presencia de amonites de gran tamaño (macroconchas) como conchas femeninas y de menor tamaño (microconchas) como conchas masculinas (ver Lámina 5, 6 y Anexo II), interactuando unas sobre otras. Según Callomon (1963), si tomamos en cuenta el parámetro de tamaño (ver Capítulo 3, Metodología), estaríamos en presencia de especímenes masculinos y femeninos (véase Figs. 4.37, 4.38, 4.42 y Anexo II).

Para el resto de especies, no se han hecho evidentes grandes diferencias de tamaño que puedan estar asociadas a dimorfismo sexual.

No es posible asegurar la presencia de ejemplares juveniles mezclados con adultos, ya que para ello sería necesario observar otras características internas como las líneas de sutura, no preservadas en nuestros restos. Pero considerando la ontogenia y hábitat de los juveniles según Callomon (1963) es poco habitual encontrar juveniles y adultos mezclados.

5.1.4 HÁBITAT Y AMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN

Las características tafonómicas de los restos, junto con las especies identificadas y las características sedimentológicas han sido comparados con trabajos de otras zonas relativos a asociaciones de amonites para mejorar la interpretación (Oloriz et al., 1997; Esquivel-Macias et al., 2005).

Las Familias de los géneros identificados, se han descrito asociadas a hábitats de plataforma somera, hasta 185 metros de profundidad Westermann (1996). La Familia Arietitidae se ha descrito asociada a plataforma nerítica con mayor abundancia en zonas cercanas a la costa en limos oscuros y lutitas oxidadas (Westermann, 1996), cuyos géneros pueden adaptarse a modos de vida demersal (nadador sobre el fondo) nectónico a planctónico (Tab. 4.47, Fig. 4.48 y Anexo II). En la Formación Santiago esta familia aparece en el Miembro Patuca y el Miembro Yukianza de forma escasa asociados a las facies de lutitas arenosas y areniscas de grano fino (véase Fig. 4.2 y

5.1). Para la Familia Echioceratidae se ha descrito presente en plataforma nerítica con mayor abundancia en fondos limosos oscuros próximos a la costa y en lutitas oxidadas. Los géneros *Paltechioceras* aff. *mexicanum*, *Orthechioceras* aff. *incaguesiense*, han sido descritos asociados a hábitats planctónicos de la zona fótica (Westermann, 1996). En la Formación Santiago aparecen en el Miembro Yukianza en areniscas de grano fino y lutitas meteorizadas (Figs. 4.2 y 5.1).

Tabla 5.3 Hábitat representativo para los amonites (familia y género) de la Formación Santiago. Tomado y modificado de Westermann (1996). *X= Dominante, x= abundante, o= escaso, (*) = No se tiene suficiente información sobre el ambiente de esta familia.*

| Hábitat de Westermann (1996) | | | | | | | | | | |
|------------------------------|---|---------------------|----|------------------------|-----|----|------------------------|----|---|-------------|
| | | Plataforma oceánica | | Plataforma continental | | | | | | |
| Familia | géneros presentes | Oc | AR | DS | Off | On | Ox | PI | Hábitat | Profundidad |
| | | Pendiente de Talud | | Plataforma Nerítica | | | Plataforma Intermareal | | | |
| Arietitidae | <i>Arnioceras</i> , <i>Vermiceras</i> | - | - | | o | X | X | o | nadador demersal, nectónico, planctónico | - |
| Echioceratidae | <i>Paltechioceras</i> , <i>Orthechioceras</i> , <i>Leptechioceras</i> | - | - | | o | X | x | o | planctónico | 185 m |
| Schlotheimiidae | <i>Schlotheimia</i> * | - | - | - | - | - | o | - | - | - |

Oc: oceánico, **Ar:** Ammonitico-Rosso, **DS:** plataforma distal / pendiente superior, **Off:** lejos de la costa en limos oscuros anóxicos, **On:** cerca de la costa en limos oscuros anóxicos, **Ox:** lutitas oxidadas, **PI:** plataforma y Talud

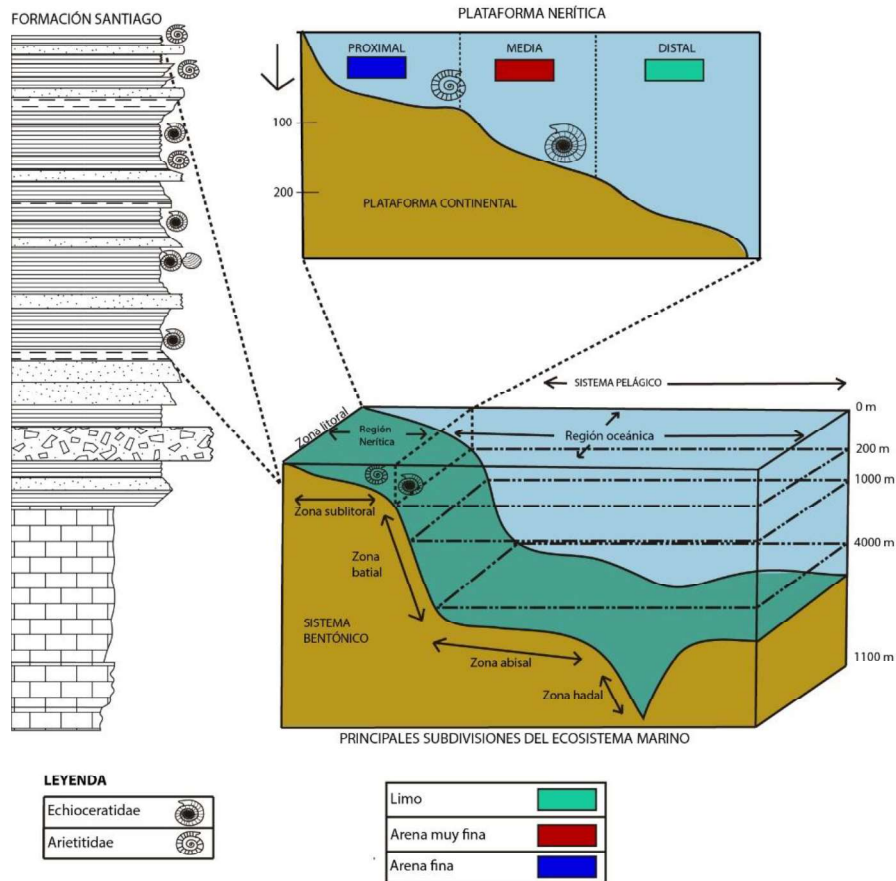


Figura 5.1 Representación gráfica del espectro de hábitat de las Familias Arietitidae y Echioceratidae de Westermann (1996) junto con la columna estratigráfica sintética de las facies analizadas del Miembro Yukianza (ver columna, Fig. 4.2) (Tomado y modificado de Westermann, 1996).

Las facies sedimentarias con presencia de amonites coinciden con un ambiente de plataforma nerítica epicontinental somera de sedimentos detríticos finos a gruesos.

Los resultados tafonómicos de los horizontes con alta concentración de restos apuntan a una acumulación de faunas procedentes de ambientes cercanos, con poco transporte y probablemente con aportes de restos desde la columna de agua, por lo que pueden reflejar parcialmente aspectos del hábitat marino.

A parte la diversidad y las evidencias de dimorfismo sexual apuntan que los restos proceden de un ecosistema equilibrado, estable donde las diferentes especies pueden desarrollarse en equilibrio dentro de la plataforma, la mayor presencia de especies asociadas en la parte alta de la columna de agua.

Las características anatómicas y morfológicas de los amonites del Miembro Yukianza sugieren que la profundidad donde se encontraban llegaría máximo hasta 185 metros

de profundidad (Westermann, 1996), esto es debido a su tamaño, asociación de especies más abundantes y concentración en lutitas y areniscas con materia orgánica.

La presencia de radiolarios en las facies mudstone del Miembro Río Santiago bajo las unidades fosilíferas (ver láminas delgadas M41, M42, M43, Anexo I) sugiere la localización de la plataforma en aguas cálidas en latitudes bajas. La extensa concentración de fósiles encontrados en la localidad de Chiguaza UTM: (816640, 9706065), sugerirían una columna de agua de alta abundancia de amonites, es decir que este sitio tendría en el pasado aguas con una salinidad normal y buena oxigenación, con una temperatura favorable, posiblemente zona fótica y además rica en fauna y flora para alimentar a las especies identificadas. Sin embargo, esta diversidad no queda reflejada en la variedad de restos fósiles de otras familias de invertebrados encontrada en los afloramientos, donde tan solo aparecen junto a los amonites restos escasos de bivalvos y escamas de peces no identificables.

La escasez de otros restos de invertebrados podría estar asociada a condiciones poco favorables para las faunas bentónicas de fondo quizás por condiciones más anóxicas. Esto iría acorde con la preservación de materia orgánica observada y las condiciones descritas por Gaibor et al. (2008).

A su vez, la falta de otros restos de invertebrados bentónicos apoyaría también la hipótesis de restos de conchas de amonite apartadas desde la columna de agua con algo de transporte asociado.

La alta cantidad de restos concentrados en horizontes en la parte alta del Miembro Yukianza es indicativa además de condiciones de alta mortandad en poco tiempo, ya que los horizontes descritos no poseen las características tafonómicas ni litológicas asociadas a series condensadas (las series condensadas corresponden a horizontes de alta acumulación de restos durante mucho tiempo por disminución de los aportes sedimentarios, generalmente asociados a pulsos transgresivos), como por ejemplo los descritos en horizontes del Jurásico superior de México (Oloriz et al., 1997).

La alta concentración de restos se interpreta, por lo tanto, asociada alteración de las condiciones favorables para la supervivencia de los amonites causante de mayor mortandad, junto en procesos de acumulación concentrada por un poco de transporte. Las condiciones desfavorables podrían tener sus causas en: variaciones de los aportes sedimentarios condicionantes de la productividad y cadena trófica, variaciones relativas del nivel de mar, exceso de aportes volcanoclástico que afectaron a la cadena trófica, variaciones de las condiciones de oxigenación en la columna de agua,

entre otros. Para verificar estas hipótesis habría que realizar estudios tafonómicos y taxonómicos en otras localidades, junto con nuevos estudios geoquímicos en los sedimentos.

Los análisis tafonómicos indicarían algo de transporte en las conchas de amonites y las condiciones observadas se compararon con acumulaciones y restos de amonites descritos en Esquivel Macias et al., (2005) y Oloriz et al (1997), se compararon las características tafonómicas con este trabajo, el índice de diversidad de Simpson utilizado para este estudio, indica que existe la presencia de una alta diversidad de ejemplares pero que hay 3 especies dominantes dentro de este estudio, dentro de estas tres especies dominantes, la especie *Orthechioceras* cf. *pauper* sería la especie dominante dentro de este grupo, las mismas que se encontraron viviendo en la zona fótica en un ambiente plantónico para las especies las condiciones de la columna de agua en la parte superior debieron ser buenas, pero en la parte basal no tan buenas se ven afinidades de especies.

5.3 CORRELACIÓN CON OTRAS CUENCAS SEDIMENTARIAS JURÁSICAS DE SUDAMÉRICA

5.3.1 COMPARACIÓN CON ESTUDIOS PREVIOS EN LA ZONA

En la localidad cerca del río Santiago, las primeras identificaciones de amonites asociadas al Sinemuriano inferior corresponden a ejemplares del género *Arnioceras*, encontrados en la carretera Patuca –Santiago (Aspden et al., 1992) y *Arnioceras*, *Leptechioceras* de la localidad Río Santiago (Tschopp et al., 1956). Además, Dommergues et al. (2004) describe amonites de las familias Echioceratidae principalmente y Arietitidae ubicando a esta parte de la Formación al rango del Hettangiano y Sinemuriano. La información de especies procedente de estos y otros trabajos previos aparece resumida en la Tabla 5.4.

En el presente trabajo se tuvo como objetivo principal identificar el material encontrado de amonites de acuerdo al ambiente de depositación con sus procesos de fosilización y acumulación. Se han descrito e identificado 288 ejemplares, de amonites del Jurásico inferior, sin contar con el material no identificado hasta nivel de género o especie, 67 ejemplares de la familia de los Echioceratidae y Arietitidae. Los ammonoideos identificados pertenecen a la Superfamilia Psiloceratidae con las Familias Arietitidae, Echioceratidae, Schlotheimiidae con los Géneros *Vermiceras*, *Arnioceras* y *Paltechioceras*, *Orthechioceras*, *Leptechioceras* y *Schlotheimia* respectivamente. Los

resultados de identificación son comparados con los datos procedentes de estudios previos en la Tabla 4.46.

Los datos coinciden parcialmente con los estudios previos realizados por Dommergues (2004), cuyas familias coinciden con el material descrito en este trabajo, junto con la presencia del género *Paltechioceras* y *Orthechioceras*. Sin embargo, Dommergues (2004), describe las especies *Arnioceras cf. miserabile* y *Arnioceras ceratitoides*, que no han podido ser identificadas hasta ese detalle en este Trabajo. Así mismo Dommergues (2004), nombra las especies *Angulaticeras cf. angustisulcatum* y *Pseudogassiceras equadorensis nov. sp.*, no encontrados en los afloramientos estudiados.

Gaibor et al., (2008), con respecto a su bioestratigrafía indican la presencia de las especies de amonites *Paltechioceras sp.* lo que coincide con una de las especies encontradas en este estudio y el bivalvo *Plicatula cf. pharapax*, géneros no identificados en el presente estudio.

Recientemente Romero et al. (2019) citan la presencia de una nueva unidad definidas por este autor como unidad Puchimi al techo de la Formación Santiago. La especie *Arietites gloruvieceras sp.* no ha sido observada en los fósiles de este trabajo.

De acuerdo a la ICS (International Commission Stratigraphy), La base del Hettangiense está marcada por la aparición del género *Psiloceras* (Hillebrandt et al., 2013), (Fig. 5.5) el inicio del Sinemuriano está marcado por la aparición del género *Vermiceras* (Bloos 2002). El techo del Sinemuriano está marcado por la aparición del género *Apoderoceras* (Bloos, 20002), (Fig. 5.6).

| | Zones | Northern Calcareous Alps HILLEB.& KR. 2009 | NW Europe (Great Britain) PAGE 2003 (modif.) | North America (Nevada) GUEX et al. 2004 (modif.) | South America (Peru + Chile) HILLEBRANDT 2000(m.) |
|------------------|-----------|---|---|---|--|
| Lower Hettangian | Planorbis | P. naumanni | C. johnstoni | C. crassicostatum | P. cf. calliphylloides |
| | | P. costosum + P. calliphylum | P. plicatulum P. psilonotum P. planorbis | P. polymorphum | P. rectocostatum |
| | | Neophyllites | Neophyllites | | P. primocostatum |
| | Tilmanni | P. cf. planorbis | P. erugatum | P. pacificum | P. planocostatum |
| | | P. cf. pacificum | ? | P. marcouxii + Odog. | P. tilmanni |
| | | P.ex gr.P.tilmanni | | | P. cf. tilm. + Odog. |
| | | Psiloc. spelae | | P. spelae | P. cf. spelae |
| Rhaetian | Marshi | Choristoceras marshi | | Choristoceras crickmayi | Ch. marshi + Ch. crickmayi |

Figura 5.2 Correlación de las zonas de amonites del Hettangiano Temprano, Subzonas (gris), líneas entrecortadas indican correlación aproximada. Tomado y modificado de Hillebrandt et al., (2013).

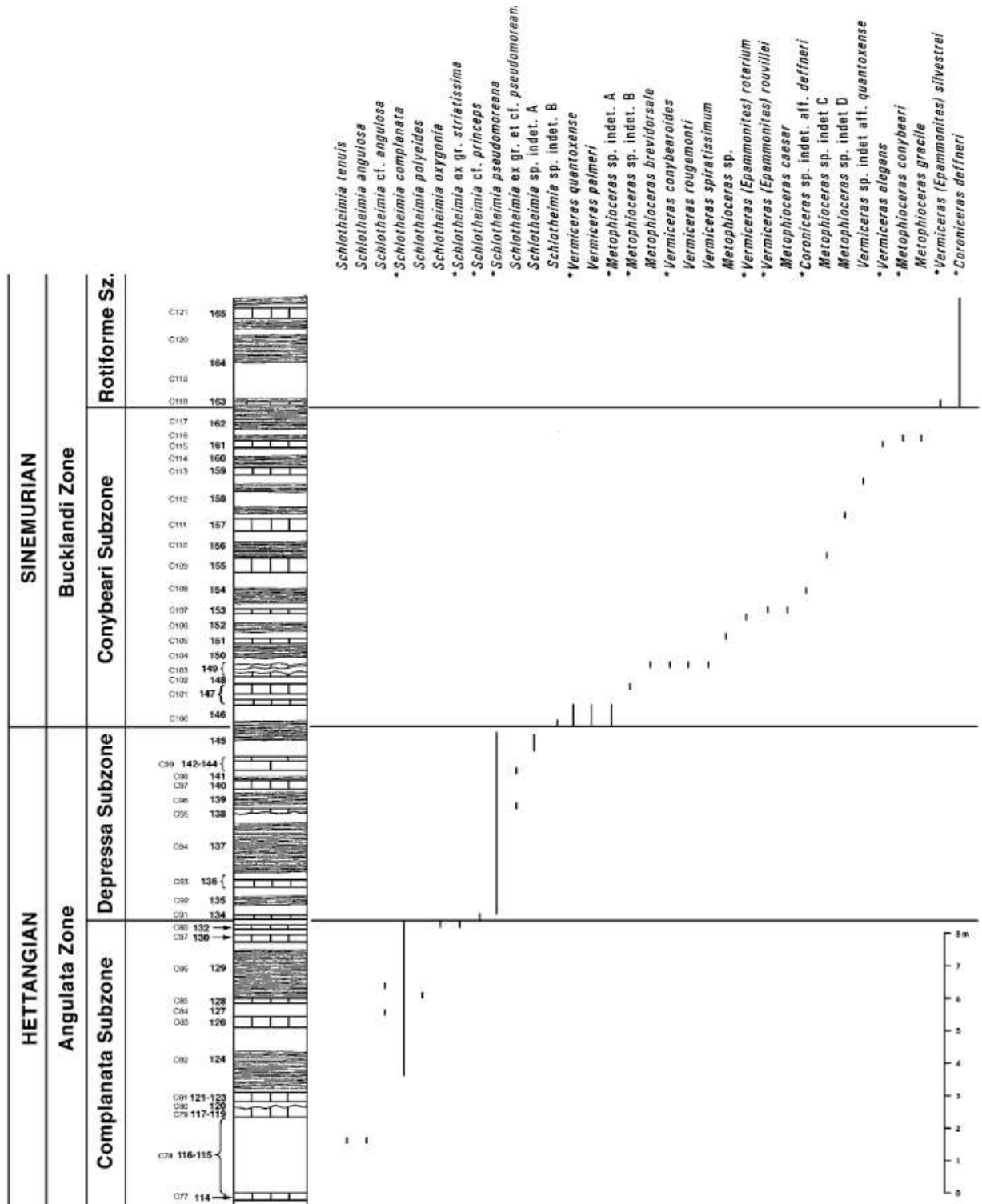


Figura 5.3 Columna del GSSP para la base del Sinemuriano del acantilado costero al norte de East Quantoxhead, West Somerset, SW England. Se indica el número de estratos de Palmer (1972; C-números a la izquierda) y de Whittacker y Green (1983, números a la derecha). En Blanco: caliza; en Negro: Lutitas bituminosas; en trama vertical: marga. En los estratos 115-116 la lutita bituminosa no es indicada porque no

fue posible realizar una medida exacta. Nótese que el límite de la etapa está dentro de una unidad litológicamente homogénea (lutita bituminosa). (Tomado de Bloss & Page, 2002).

En este estudio se han localizado horizontes con alta concentración de restos no descritos por los autores previos en los que grupos de amonites más abundantes que son el género de *Orthechioceras* aparece junto con *Paltechioceras* (véase Fig. 4.33), presentes junto con restos de ejemplares de la Familia *Arietitidae*. En este trabajo se aporta por primera vez la identificación del género *Schlotheimiidae* y las especie *Paltechioceras aff. mexicanum* (Figs. 4.14 a 4.15 y Anexo II), *Orthechioceras aff.*

Los trabajos más antiguos citan más especies dentro de los niveles de calizas del Miembro Río Santiago, con contenido de los géneros *Arietitidae* con las especies de *Coroniceras*, *Arnioceras* sp., *Vermiceras* sp., *Angulaticeras* sp., *Paltechioceras* sp., *Leptechioceras* Indet., las dos últimas especies que coinciden su presencia en Geyer (1974), Aspden et al., (1992), Pavia (1992). Sin embargo, durante los trabajos de campo de este trabajo no se encuentran restos fósiles e las calizas inferiores.

En total, en la Formación Santiago, se han descrito hasta la fecha 14 taxones de Amonites.

| AUTOR | EDAD | PHYLUM | CLASE | SUBCLASE | ORDEN | SUBORDEN | SUPERFAMILIA | FAMILIA | GÉNERO | ESPECIE | MIEMBRO | |
|--------------------|------------------------------------|----------|-------------|------------|------------|------------|-----------------|------------------|--|---------------------------|---------|----------|
| | | | | | | | | | | | Patuca | Yukianza |
| Tschopp, 1953 | Permiano temprano | Mollusca | Cephalopoda | Ammonoidea | Ammonitida | Ammonitina | Psioceratoidea | Arietidae | Coroniceras | Coroniceras (Arietes) sp. | | x |
| | | | | | | | | | Amioceras | Amioceras sp. | | x |
| Geyer, 1974 | Jurásico | Mollusca | Cephalopoda | Ammonoidea | Ammonitida | Ammonitina | Psioceratoidea | Arietidae | Coroniceras | Coroniceras sp. | | x |
| | | | | | | | | | Amioceras | Amioceras sp. | | x |
| | | | | | | | | Schlotheimidae | Vermiceras | Vermiceras sp. | | x |
| | | | | | | | | Oxyntoceratidae | Angulaticeras | Angulaticeras sp. | | x |
| Canfield, 1982 | Sinemuriano | Mollusca | Cephalopoda | Ammonoidea | Ammonitida | Ammonitina | Eoderoceatoidea | | | | | |
| | | | | | | | Psioceratoidea | Coroniceras | Coroniceras (Arietes) sp. | | x | |
| Aspiden, 1992 | Inemuriano Inferior | Mollusca | Cephalopoda | Ammonoidea | Ammonitida | Ammonitina | Psioceratoidea | Paltechioceras | Paltechioceras sp. | | x | |
| | | | | | | | | Leptechioceras | Leptechioceras sp. indet. | | x | |
| | | | | | | | | Amioceras | Amioceras ceratoides | | x | |
| | | | | | | | | Coroniceras | Coroniceras sp. | | x | |
| Pavia, 1992 | Hettangiano / Sinemuriano temprano | Mollusca | Cephalopoda | Ammonoidea | Ammonitida | Ammonitina | Schlotheimidae | Angulaticeras | Angulaticeras sp. | | x | |
| | | | | | | | Oxyntoceratidae | | | | x | |
| Romeuf, 1994 | Inemuriano Inferior | Mollusca | Cephalopoda | Ammonoidea | Ammonitida | Ammonitina | Psioceratoidea | Metophioceras | Vermiceras sp. | | x | |
| | | | | | | | | Paltechioceras | Paltechioceras sp. | | x | |
| Jaillard, 1997 | Hettangiano | Mollusca | Cephalopoda | Ammonoidea | Ammonitida | Ammonitina | Psioceratoidea | Coroniceras | Coroniceras (Arietes) sp. | | x | |
| | | | | | | | | Amioceras | Amioceras cf. miserabile | | x | |
| Dommergues, 2004 | Permiano temprano | Mollusca | Cephalopoda | Ammonoidea | Ammonitida | Ammonitina | Psioceratoidea | Amioceras | Amioceras ceratoides | | x | |
| | | | | | | | | Amioceras | Amioceras sp. | | x | |
| Gabor et al., 2008 | Permiano superior | Mollusca | Cephalopoda | Ammonoidea | Ammonitida | Ammonitina | Psioceratoidea | Pseudogassiceras | Pseudogassiceras equadorensis nov. sp. | | x | |
| | | | | | | | | Paltechioceras | Paltechioceras sp. | | x | |
| Presente estudio | Permiano superior | Mollusca | Cephalopoda | Ammonoidea | Ammonitida | Ammonitina | Psioceratoidea | Orthechioceras | Orthechioceras cf. pauper | | x | |
| | | | | | | | | Paltechioceras | Paltechioceras aff. incagueniense | | x | |
| Presente estudio | Permiano superior | Mollusca | Cephalopoda | Ammonoidea | Ammonitida | Ammonitina | Echioceatoidea | | | | | |
| | | | | | | | | Paltechioceras | Paltechioceras cf. habiledomense | | x | |
| Presente estudio | Permiano superior | Mollusca | Cephalopoda | Ammonoidea | Ammonitida | Ammonitina | Psioceratoidea | Paltechioceras | Paltechioceras cf. mexicanum | | x | |
| | | | | | | | | Leptechioceras | Leptechioceras sp. | | x | |
| Presente estudio | Permiano superior | Mollusca | Cephalopoda | Ammonoidea | Ammonitida | Ammonitina | Arietidae | Vermiceras | Vermiceras sp. | | x | |
| | | | | | | | | Amioceras | Amioceras sp. | | x | |
| Presente estudio | Permiano superior | Mollusca | Cephalopoda | Ammonoidea | Ammonitida | Ammonitina | Schlotheimidae | Schlotheimia | Schlotheimia | | x | |
| | | | | | | | | | | | | |

Tabla 5.4 Recopilación bibliográfica de estudios previos de la Formación Santiago.

5.3.2 COMPARACIÓN CON OTROS ESTUDIOS DE EDADES SIMILARES

Gaibor et al. (2008), mencionan que el Miembro Yukianza de la Formación Santiago se correlaciona con la Formación Arramachay del Grupo Pucará en Perú, compuesta por lutitas ricas en materia orgánica del Sinemuriano tardío (Loughman & Hallam, 1982).

Hacia territorio peruano se puede observar sedimentos marinos interpretados como equivalentes laterales a la Formación Santiago conocidos como Grupo Pucará ubicado en la parte norte y centro de Perú en la Cuenca Marañón (Geyer, 1974; Geyer, 1980; Baby et al., 1998; Díaz et al., 2003).

La secuencia del Grupo Pucará, Harrison (1943) y Megard (1968) lo dividen en tres unidades: Formación Chambara que corresponde a dolomitas intercaladas con calizas dolomíticas con chert del Noriano; Formación Arramachay formada por lutitas ricas en materia orgánica que pasan al tope a secuencias fosfáticas del Hettangiano – Sinemuriano. Además, las lutitas son registradas como una buena fuente de materia orgánica en la Cuenca Marañón (Mathalone & Montoya, 1995). Por último, el Grupo Pucará incluye a la Formación Condorsinga compuesta por secuencias calcáreas con evaporitas hacia el tope del Pliensilbanio – Toarciano, estos sedimentos están restringidos a la zona central de Perú (Loughman & Hallam, 1982; Rosas, 1994).

En la Formación Arramachay del Grupo Pucará, Alván (2009), menciona la presencia de amonites del género *Arnioceras*, junto con especies raras de los géneros *Agassiceras* y *Microderoceras* que se hallan al tope de la secuencia. También describen la presencia de *Angulaticeras*, evidencias del Hettangiano.

Al sur de Perú, en la cuenca de Arequipa, se presentan registros de amonites similares en edad, con niveles de amonites de *Arnioceras sp.* del Sinemuriano inferior y Arietitidae indeterminados; además de *Coroniceras sp.* en estratos de limolita calcáreas (Alván, 2009). Además de una agrupación de *Paltechioceras sp.* y *Paltechioceras oosteri* del Sinemuriano superior, en calizas y areniscas calcáreas de la Formación Pelado (Alván, 2009).

Hacia la parte central de México en el Estado de Hidalgo, la región de Pahuatlán, Puebla, nos encontramos con edades del Sinemuriano superior, que son representadas por las especies *Arnioceras sp.*, *Paltechioceras cf. harbledownense*, amonite índice del Sinemuriano superior, contenidos en el afloramiento el Potrero (Hernández, 2007).

Hacia el centro de Argentina, en las zonas basales del Río Atuel en la Cuenca Neuquén se comparten géneros de amonites con Ecuador como: *Vermiceras*, *Arnioceras*, *Coroniceras* y *Schlotheimia* que aparecen en lutitas negras, areniscas y secuencias turbidíticas que datan del Hettangiano al Sinemuriano en la Formación El Freno y areniscas de la Formación El Cholo del Hettangiano.

Las especies representativas para asignar la edad de Hettangiano a Sinemuriano en estratos de la Formación Santiago han sido: *Leptechioceras* sp., *Paltechioceras* sp., *Vermiceras* sp., (Howarth, 2013; Blau et al., 2003), (véase Figs.4.35, 4.36; 4.11-4.13; 4.44, 4.45 respectivamente) que coincide con la mayoría de los estudios previos. En este trabajo, no se ha podido identificar *Coroniceras* sp, género muy citado por los autores previos principalmente en el Miembro Río Santiago. La especie *Arnioceras* sp. coincide con todos los Miembros de la Formación Santiago. *Vermiceras* sp. tiene ocurrencia en el Miembro Yukianza y en el Miembro Río Santiago. Para la Familia Schlotheimiidae (*Angulaticeras* sp.) aparece en el Miembro Río Santiago en estudios previos, en este estudio su identificación es incierta, pero se le asigna al Miembro Yukianza. Además del género *Orthechioceras* aparece principalmente en secuencias del Miembro Yukianza. Además de *Pseudogassiceras equadorensis* nov sp., especie que no pudo ser identificada. La especie *Orthechioceras* aff. *incaguesiense* (Figs. 4.26, 4.27 y Anexo II) no mencionados por los trabajos previos.

La fauna fósil dentro de la Formación Santiago tiene ocurrencias principalmente con México en la mayoría de sus especies como *Arnioceras* sp., *Vermiceras* sp., *Paltechioceras* sp., *Coroniceras* sp., y *Orthechioceras* siendo que México y Ecuador compartían territorio cuando el Pangea aún no se separaba. Por otro lado, en Perú comparte especies como *Coroniceras* sp. *Angulaticeras* sp., y *Paltechioceras* sp. En territorio argentino con la presencia del Hettangiano y Sinemuriano comparten especies con: *Coroniceras* sp., *Arnioceras* sp., *Vermiceras* sp., y *Schlotheimia*.

Romero et al. (2008), proponen una nueva unidad en la Formación Santiago que descansa sobre el Miembro Patuca, y la denominan Unidad Puchimi que se encuentra en el Río del mismo nombre. En este miembro aparecen ammonoideos: *Arietites* *Glorubieceras* sp. (especie no identificado en este estudio) y *Paltechioceras* sp., con edades de Sinemuriano superior a Pliensbachiano, y por el contrario menciona este que hay facies que están asociadas a un ambiente prodeltaico a delta distal y según el autor por encima de Miembro Patuca.

Así mismo esta mayor afinidad de especies y géneros con México puede también deberse a la posición latitudinal durante el Jurásico, próximos tanto los yacimientos de México como los de Perú a las latitudes ecuatoriales y tropicales.

5.4 PALEOBIOGEOGRAFÍA DE AMONITES DURANTE EL JURÁSICO

A pesar de que los cefalópodos aparecen en el Cámbrico, recién en el Silúrico se reconocen como uno de los grupos de invertebrados con mayor distribución en rocas marinas de todo tipo. Los cefalópodos carboníferos constituyeron un grupo diverso caracterizado por su evolución rápida que los convierte en importantes fósiles con valores bioestratigráficos para ese período.

Los amonoides ceratítidos son los predominantes en el Triásico y a fines de este período, se produce una importante extinción en masa, a la que sobreviven pocas especies que darán lugar a la radiación del Jurásico inicial de la Subclase Ammonitina.

Dentro del Jurásico, la distribución de provincias de especies de amonites es muy compleja ya que en el Hettangiano la familia dominante eran los Psiloceratidae, pero hubo un cambio brusco de remplazamiento por los Arietitidae para posteriormente diversificarse más desde el Jurásico Medio (Calloviano) en adelante (Page, 1996). Todas las evoluciones, extinciones parciales y diversificación de las faunas de amonites están altamente condicionadas por los cambios tectónicos y del nivel del mar que afectan a las plataformas continentales Mesozoicas. La apertura de Pangea condiciona la distribución de especies, así como las apariciones y extinciones de faunas durante todo el Mesozoico.

Para el Jurásico inferior el supercontinente Pangea estaba totalmente conformado. La primera etapa de ruptura inició en el Jurásico medio, a los 174 Ma. Después de un episodio de actividad ígnea a lo largo de la costa este de América del Norte

A finales del Triásico se produjo un proceso de transgresión, evento que extinguió a familias de Amonites, pero con la fuerte transgresión que se produjo se pudieron recuperar las faunas y se produce una amplia diversificación y evolución adaptándose a los nuevos parámetros climatológicos, llegando a latitudes inferiores y mayores hacia el norte, en la cual compartimos géneros con México. En el Ecuador, con respecto a la Formación Santiago, se estima una localización durante el Jurásico inferior en torno los 3° S de latitud (ver Fig. 2.3 A), asociadas a las conexiones creadas con la apertura del Atlántico Norte (Fig. 2.3 A).

El Ecuador comparte géneros de amonites Jurásicos (*Arietites*, *Paltechioceras*) que están presentes desde México hasta Perú, con abundancia alta, por lo que la posible presencia de barreras geográficas intensas se descarta para estos géneros que serían más cosmopolitas y en casi toda Sudamérica dispusieron de corrientes marinas y cuencas interconectadas que permitieron la extensa distribución desde el Ecuador hasta Argentina (Page, 1996), compartiendo géneros como *Vermiceras*, *Coroniceras*, *Arnioceras*, *Schlotheimia* (Riccardi et al. 1989). Sin embargo, las especies de estos géneros varían de unas ubicaciones a otras, por lo que existieron diferentes condiciones y adaptaciones a lo largo de Sudamérica. Por ejemplo, la Cuenca Oriente al sur de Ecuador comparte especies con la Cuenca Marañón al norte de Perú (*Orthechioceras aff. Incaguesiense*), que es la misma especie que aparecen en México (Esquivel – Macias, 2005).

Otros cefalópodos que convivieron con los amonites son los Belemnites, grupo extinto a finales del Cretácico igual que los Amonites. La belemnites (del Orden de los Coloideos, cuyos descendientes son los calamares y sepias actuales) fueron los primeros coloideos de estilo moderno, formaban una parte significativa de los ecosistemas neotónicos marinos del Jurásico y del Cretácico. Sin embargo, las formas de las belemnites más definidas (“true belemnite”) aparecen durante el Hettangiano con especies de pequeños tamaños y con fósiles registrados al Norte de Europa y Canadá. Las formas del Sinemuriano también aparecen restringidos a Europa (provincias boreales), (Doyle, 1987). Debido a ellos es muy poco probable encontrar restos de belemnites en Ecuador en dichas edades. Esta ausencia también queda reflejada en depósitos de estas edades de México (Esquivel-Macias et al., 2005) o Argentina (Riccardi et al., 1991). A partir del Jurásico Medio a Superior empieza a existir registros de belemnites en México (Doyle, 1987; Oloriz et al., 1997).

CAPÍTULO 6 - CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 CONCLUSIONES

En la carretera Patuca-Santiago se realizó un corte geológico W-E a lo largo de 12 km., y se levantó una columna de la Formación Santiago, se pudieron reconocer las unidades nombradas por Gaibor et al. (2008): el Miembro Río Santiago, Miembro Yukianza, Miembro Patuca.

En las unidades carbonatadas del Miembro Río Santiago no fueron encontrados fósiles, siendo la parte estéril del miembro, en macro restos, pero aparecen radiolarios visibles en lámina delgada. Estas facies estarían asociadas a la parte más profunda dentro de la secuencia de la Formación Santiago. Las calizas masivas fueron reconocidas sólo en el tramo de Patuca – Santiago debido al difícil acceso en carretera para otras localidades.

Se analizó e interpretó la columna estratigráfica del Miembro más fosilífero de la secuencia, el Miembro Yukianza, por su mayor contenido de fósiles de amonites con un espesor de 850 metros aproximadamente en total, a diferencia de Gaibor et al., 2008 que muestra una secuencia de 250 metros aproximadamente.

Los niveles volcanoclásticos del Miembro Patuca cerca de la localidad que lleva su nombre, presentan sedimentos mal sorteados y gruesos, y presentan escasos restos de amonites.

Se describen por primera vez afloramientos altamente fosilíferos del miembro Yukianza en la vía Logroño a Chiguaza siendo la primera vez que se menciona esta localidad para la Formación Santiago.

Las facies fosilíferas del Miembro Yukianza corresponden a areniscas y lutitas en secuencias turbidíticas en presencia de horizontes con laminaciones y lutitas con carbones y restos de materia orgánica. Las secuencias granocrecientes y estratocrecientes hacia el techo, junto con las facies más groseras del Miembro Patuca apuntan a un ambiente de acumulación en plataforma asociado a la progradación de un delta, coincidiendo con Gaibor et al. (2008).

La mayoría de los fósiles de amonites encontrados en los horizontes más fosilíferos (vía Chiguaza) corresponde a improntas completas de las conchas que permitieron la identificación de los mismos, mientras que los fósiles fragmentados son relativamente escasos en comparación a los completos (Ver apartado 4.4.2 y Anexo III). Esto sugiere

que las aguas de acumulación de estos restos eran tranquilas, y que la acumulación ocurrió en un ambiente próximo al hábitat de vida para la mayoría de los amonites con algo de transporte reconocido por marcas de arrastre, algo de abrasión y fragmentación.

El estudio taxonómico de los amonites muestreados ha permitido identificar 8 taxa de los cuales 3 por primera vez descritos en esta Formación: *Paltechioceras* aff. *incaguesiense*, *Paltechioceras* aff. *mexicanum* y *Schlotheimia*.

El análisis de los amonites del Miembro Yukianza indica que pertenecen a la edad de Hettangiano-Sinemuriano que corrobora la edad asignada por autores previos como Dommergues (2004) y Gaibor et al. (2008).

Los amonites Hettangianos y Sinemurianos principalmente del Miembro Yukianza, habitaron en un ambiente marino de plataforma epicontinental somera, su alta concentración de amonites en el miembro se debe a procesos transgresivos durante el Sinemuriano que permitieron su acumulación.

El registro fósil de los amonites indica que vivieron en condiciones evidenciadas por la diversidad de especies neotónicas como las familias Echioceratidae (*Orthechioceras*, *Paltechioceras*, *Leptechioceras*) que vivían en la columna de agua hasta 180 metros según estiman autores, los cuales son indicadores de un ambiente de plataforma epicontinental con facies proximales a la línea de costa. En cuanto a *Arietitidae* (*Arnioceras*, *Vermiceras*) y *Schlotheimiidae*, en facies distales de hábitat de tipo demersal hasta 480 metros.

En este trabajo se ha podido analizar pautas de abundancia y dimorfismo debido al abundante número de ejemplares preservados en los afloramientos de la vía a Chiguaza:

Los resultados suponen un nuevo aporte al conocimiento del dimorfismo sexual en el género *Orthechioceras* del Jurásico Inferior, menos estudiado y analizado que los géneros del Jurásico Medio en adelante. Además, se pudo observar que la especie *Orthechioceras* cf. *pauper* presenta dimorfismo sexual, cuyos antidimorfos reconocidos se analizaron mediante parámetros de tamaño, es decir la microconcha [m], con un rango de 9 a 15 mm de diámetro; de 2 a 4 vueltas y que representaría el sexo masculino y la Macroconcha [M] con un rango de 17 a 110 mm de diámetro; de 4 a 7 vueltas que representaría el sexo femenino.

El género *Orthechioceras*, de edad Sinemuriano, es el más abundante (47%) en los afloramientos estudiados. Otras especies abundantes fueron *Paltechioceras* cf. *harbledownense* (16%) y *Orthechioceras* aff. *incaguesiense* (6%), ambos de edad Sinemuriano. Las especies mencionadas se las puede encontrar en México y en Perú, y corroboran la mayor afinidad de especies de estas edades entre Centroamérica y Suramérica respecto a Europa y zonas del antiguo Tetis por la ausencia de conexiones oceánicas con dichas regiones durante el Jurásico inferior.

Existen 3 especies con mayor dominancia frente al resto (*Orthechioceras* cf. *pauper* que representa el 47.07%; *Paltechioceras* cf. *harbledownense* que representa el 17.18%; *Orthechioceras* aff. *incaguesiense* que representa el 6.76%%), pero cabe destacar que *Orthechioceras* cf. *pauper* es con diferencia la más abundante y podría haber sido la especie dominante en el medio, quizás favorecido por su tamaño (gran diámetro de su concha y fuertes costillas).

Con este trabajo se aportan nuevos ejemplares de amonites a las colecciones de invertebrados del Departamento de Biología, Facultad de Ciencias y en el Laboratorio Petrográfico de la Facultad de Geología de la EPN.

6.2 RECOMENDACIONES

Realizar análisis de geoquímica orgánica e inorgánica para la secuencia para obtener un panorama completo de las condiciones ambientales de la cuenca.

Realizar un estudio de facies en la parte superior del Miembro Río Santiago para verificar su posición estratigráfica con respecto al Miembro Piuntza recientemente descrito por Romero et al. (2019).

CAPÍTULO 7 – BIBLIOGRAFÍA

Arkell, W.J., (1950). A classification of the Jurassic ammonites: *Journal of Paleontology*, 24, 345-364p.

Arkell, W.J., Kummel, B. y Wright, C.W., (1957). Descriptions Systematic, En: Hernández (2007). Interpretación de paleoambientes del Sinemuriano superior (Jurásico Inferior) del grupo Huayacocotla en la región de Pahuatlán, Puebla, 130p.

Aguirre, E. (1997). *La Tafonomía como una ciencia, aspectos epistemológicos*. Museo Nacional de Ciencias Naturales, C.S.I.C. Universidad Complutense Madrid. 16p.

Aguirre, B., Urreta, M.B. (1989), The Cretaceous Decapod Crustacea of Argentina and Antarctic Peninsula. *Paleontology*, 32: 499-552.

Almazán- Vásquez E., (2000). Amonitas de Sonora. Universidad de Sonora. Págs. 9-52.

Almeida, T. B., (1992). Estudio regional de la Formación Tiyuyacu. Tesis de grado, Universidad Central del Ecuador, 125p.

Alván, A. (2009). Relación de las facies sedimentarias y de los ammonites del Jurásico Inferior a medio entre Yura (Arequipa) y Palquilla (Tacna). Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima - Perú.

Alvarado, R. (1990) Sistemática, taxonomía, nomenclatura, nuevos avances en esos campos del saber. Universidad de les Illes Balears. Departamento de Biología Fonamental, Palma, p. 43.

Aragonés, P. (2017). Caracterización morfométrica de cuatro especies de ammonites deshaysítidos del Aptiano (Cretácico inferior) de México. Tesis de pregrado. Universidad Nacional Autónoma de México, 114p.

Arija, C. (2012). Taxonomía, Sistemática y Nomenclatura, herramientas esenciales en Zoología y Veterinaria. Revista electrónica de Veterinaria. C/Gorrión 64-28019, Madrid. España, p. 8.

Aspden, J., Cook I., (1992). Nuevos datos paleontológicos del centro y sureste del Ecuador. *Bol. Geol. Ecuatoriano*, vol. 3 No.1, pp. 33-42.

Baby, P., Rivadeneira, M., Christophoul, F., & Barragan, R., (1999). Style and timing of deformation in the Oriente Basin of Ecuador, 5.

Baby, P., Bernal C., Christophoul F., y Valdez, A., (1998). Modelo estructural y ciclos tectono – sedimentarios de la Cuenca Oriente, 77p. Informe interno, Convenio Petro producción – ORSTOM.

Baby, P., Rivadeneira, M., & Barragán, M. (2004). Cuenca Oriente: Geología y Petróleo (3era edición). Quito- Ecuador.

Baldock, J.W. (1982). Geology of Ecuador explanatory bulletin of the national geological map of the Republic of Ecuador. DGGM, Quito, 70.

Barragán, R., Campos-Madriral, E., Ferrusquía-Villafrnaca, I., López-Palomino, I., Tolson, G., (2010). Código estratigráfico norteamericano. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Boletín 117, no. 15, p. 48. Beltramo, J. 2003. Les séries carbonatées crétacées d'arc volcanique du Terrane Gerrero (Mexique). Tesis para la obtención del título de Doctor de Ciencias en Geología. Université de Neuchâtel. Suiza. p. 1-356.

Benedetto, J, (2010). El continente de Gondwana a través de tiempo “Una introducción a la Geología Histórica”. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba, Argentina, pp. 267-316.

Benitez, S., Berrones, G., Cottrina, J., Huacho, J., Huaman, H., (1997). Primer informe estratigráfico-estructural sobre las formaciones pre cretácicas Chapiza y Santiago en la carretera Santiago-Patuca. Petroproducción.

Berrones, G., (1992). Estudio de la subsidencia de la Cuenca oriental ecuatoriana entre el Jurásico superior y el reciente Nat. Symp. Investigación y Desarrollo Tecnológico en el Area de Hidrocarburos, Conuep - Petroproducción Publ., Quito, 2: 937-968p.

Bès de Berc, S., Soula, J. C., Baby, P., Souris, M., Christophoul, F., & Rosero, J. (2005). Geomorphic evidence of active deformation and uplift in a modern continental wedge-top–foredeep transition: Example of the eastern Ecuadorian Andes. Tectonophysics, 399(1-4), 351-380 p.

De Blainville MHD. (1840). Prodrôme d'une monographie des ammonites. En Klug, C., Zaton, M., Parent, H., Hostetter, B. y Tajka, A., (2015). Mature modifications and sexual Dimorphism, 68p.

- Blau, J., Meister, C., Schlatter, P., Schmidt-Effing, R., (2003). Ammonites from the lower Jurassic (Sinemurian) of Tenango de Doria (Sierra Madre Oriental), México. Part III; Echioceratidae: *Revue Paleobiologie Geneve*, 22(1), 421-437.
- Bloos, G & Page K.N. (2002). Global Stratotype Section and Point for base of the Sinemurian Stage (Lower Jurassic). *Episodes* v. 25, p. 22-28.
- Bourdon, E., Eissen E., Gutscher, M., Monzier, M., Robin, C., Samaniego, P., Hall, M., Maury, R., Martin, H., Bassoullet, C., Cotten, J., (2001). Respuesta magmática a la subducción de una cordillera asísmica: el caso de la margen ecuatoriana. *Cuartas Jornadas en Ciencias de la Tierra, Quito, Memorias - Anexos*.
- Bourdon, E., Eissen, J., Gutscher, M.a., Monzier, M., Hall, L., Cotten, J., (2003). Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America). *Earth and Planetary Science Letters*, 205: 123-138p.
- Bristow C. R., Hoffstetter, R., (1977). *Léxique Stratigraphique International: Ecuador*. C.N.R.S., Vol. 5, Amerique Latine, Fase 5, Equateur, 412p.; Paris, 2nd ed.
- Callomon, K. (1963). Ammonite ecology. Capitulo I. In: Kennedy, W.J., & Cobban, W.A. (1976). *Aspects of ammonite Biology, Biogeography, and Biostratigraphy*. The Paleontological Association. London, Special papers in Paleontology No.17, 99p.
- Callomon, J. (1981). Dimorphism in ammonoids, in: *The Ammonoidea, Systematics Association Spec. Vol18* (M. R. House and J. R. Senior, eds), Academic Press, London, pp. 257-273p.
- Camacho, H. (2007). Los invertebrados fósiles. Capítulo 15: Cephalopoda. Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", División Paleontología de Invertebrados: 441-476 p.
- Canfield, R., Bonil, G., & Raymond, R. (1982). Sacha Oil Field of Ecuadorian Oriente. *AAPG Bulletin*, 66p.
- Carrasco-Ramírez, R. S. (2003). Los Ammonites del Caloviano de la región Mixteca, Oaxaca, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 42-55.
- Chamberlain, J., Ward, P., & Weaver, J. (1981). Postmortem ascent of Nautilus shells: Implications for cephalopod paleogeography, *Paleobiology* 7: 494-509 p.

Christophoul, F. (1999). Discrimination des influences tectonique et eustatiques dans les bassins liés a des zones de convergence; exemples du bassin subandin d Equateur. PhD thesis, Université Toulouse III.

Dashwood, M. F., & Abbotts, I. L. (1990). Aspects of the petroleum geology of the Oriente Basin, Ecuador. Geological Society, London, Special Publications, 50(1), 89-117p.

Davis, R.A., Landman, N.H. Dommergues, J.L., Marchand, D., Bucher, H., (1996). Mature modifications and dimorphism in ammonoid cephalopods. In: Landman N.H., Tanabe, K., Davis, R.A. (eds) Ammonoid paleobiology. Plenum, New York.

Díaz, M., Baby, P., Rivadeneira, M., & Christophoul, F. (2004). El pre-aptense en la cuenca oriente ecuatoriana. En P. Baby, M. Rivadeneira, & R. Barragán (Eds.), La Cuenca Oriente: Geología y petróleo (pp. 23-44). Institut français d'études andines. <https://doi.org/10.4000/books.ifea.2989>.

Dommergues, J.L., Mesiter, C., Jaillard, E., (2004). Ammonites de la formation Santiago de la zone subandine du S-E de l'Équateur (Jurassique inférieur, Sinémurien). Revue de Paléobiologie, Genève, 18p.

Doyle, P., (1987). Systematic status of Pseudohibolites Bluthgen, 1936 (Belemnitida, Coleoidea) from Kong Karls Land, Svalbard. Geol. Mag., 124: 165-166p.

Efremov, J.A. (1940). Taphonomy: New branch of Paleontology. Pan American Geologist. Academic of Sciences. Moscow. (págs. 81-93) Vol. LXXIV; No. 2.

Erben, H.K., (1956), El Jurásico Inferior de México y sus Amonitas, en XX Congreso Geológico Internacional: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 393 p., En: Esquivel et al. (2005).

Esquivel-Macías, C., R. G. León Olvera y K. Flores-Castro. (2005). Caracterización de una nueva localidad fosilífera del Jurásico inferior con crinoides y amonites en el centro oriente de México (Temapá-Hidalgo). Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22(1):97-114.

Faucher, B. & Savoyat, E. (1973). Esquisse Géologique des Andes de l'Équateur. Revue de géographie Physique et de géologie dynamique, vol.XV, fasc. 1-2: 115-142.

Fernández-López, S.R. (1997). Ammonites, clino tafonómicos y Ambientes sedimentarios. Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas (UCM), Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM). 28040-Madrid. Pp. 27.

Fernández-López, S.R. (1999). Tafonomía y fosilización. En: Tratado de Paleontología, tomo I (Ed. B. MELÉNDEZ, 1998). Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid: 51-107, 438-441.

Fernández López, S.R. (2000). Temas de Tafonomía. Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. Pp. 167.

Fernández-López, S.R. (2001). Tafonomía, fosilización y yacimientos de fósiles: modelos alternativos. Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas (UCM) e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), 28040 Madrid. (págs. 116-120).

Fernández, M.S., Brusa F., Damborenea M. Dellapé P. Gallardo F. (2013). Introducción a la Taxonomía, manual de ejercitaciones. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad de la Plata, 1a ed., ISBN 978-950-34-1031-8, p. 183.

Figuroa J. R., (2016). Ammonites del Aptiano superior-Albiano inferior (Cretácico inferior) de la sección de Cerro Chino del Estado de Chihuahua, noroeste de México. Universidad Nacional Autónoma de México, 99p.

Fossil Works (2019). Recuperado de <http://fossilworks.org/> (Sitio web oficial).

Gaibor, J., Hochuli J.P.A., Winkler, W., Toro, J. (2008). Hydrocarbon source potential of the Santiago Formation, Oriente Basin, SE of Ecuador. Journal of South American Earth Sciences 25 (2008) 145-156, 12.

Gayosso, M., (2007). Análisis paleoambiental mediante fósiles de Invertebrados del Jurásico Inferior (Sinemuriano) en la localidad de "El Bopo", Hidalgo. Tesis de Titulación. Instituto de Ciencias Básicas e Ingeniería. Pachuca de Soto, Hidalgo, p.144.

Geyer, O., (1974). Der Unterjura (Santiago-Formation) von Ekuador. Neue. Jb. Geologische Paläontologische M. 9 (Stuttgart), pp. 525–541, en Gaibor et al, (2008).

Geyer, O. (1980). Die mesozoische Magnafazies -Abfolge in den nördlichen Anden (Peru, Ekuador, Kolumbien). Institut für Geologie und Paläontologie der Universität, 17 p.

Gil, D., Mora, N., (2016). Colecta, preparación y preservación de material paleontológico. Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas. Madrid. Págs. 12.

Gutscher, M.A., Malavieille, J., Lallemand, S., Collot, J-Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin; impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters* 168, 225-270.

Goldschmidt, K. (1941). Geological Compilation on the Cutucu – Macuma-Cangaime Region. SHELL. Geological Report (Archivo Técnico Petroproducción, ECUA 131). In: La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo.

Harrison, J.V., (1943). Geología de los Andes Centrales en parte del Departamento de Junín, Perú (estudio definitivo). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú* 16, 1-52.

Hernández, E., (2007). Interpretación de paleoambientes del Sinemuriano superior (Jurásico inferior) del grupo Huayacocotla en la región de Pahuatlán. Puebla. Universidad Autónoma del estado de Hidalgo, 130 p.

Howarth, M., (2013). *Treatise Online*. Psiloceratoidea, Eodoceratoidea, Hildoceratoidea. Number 57. Part L, revised Volume 3B, Chapter 4. Paleontological Institute. The University of Kansas, 141 p.

Hughes, R.A. y Pilatasig, c L.F. (2002). Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics* 345, 29-48p.

Jaillard, E., Ordoñez, M., Benitez, S., Berrones, G., Jiménez, N., Montenegro, G., Zambrano, I., (1995). Basin development in an accretionary, oceanic – floored fore arc setting: southern coastal Ecuador during Late Cretaceous -Late Eocene time: En: Hughes & Pilatasig (2002). Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador, 20p.

Jaillard, E., (1997). Síntesis estratigráfica y sedimentológica del Cretácico y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador. Informe Final del Convenio ORSTOM-PETROPRODUCCIÓN. 166p.

Kennedy, W.J., & Cobban, W.A. (1976). Aspects of ammonite biology biogeography, and biostratigraphy. *The paleontological association*. Londres, 99p.

Kennedy, W., & Kaplan, U., (1995). *Parapuzosia (Parapuzosia) seppenradensis (Landois) und die Ammonite fauna der Dulmener Schichten, unterer Campanium, Westfalen*. *Geologie und Paläontologie in Westfalen* 33: 1-127p.

Klug, C., & Korn, D. (2004). The origin of ammonoid locomotion. *Acta Paleontológica Polonica*, 8p.

Klug, C., Korn, D., De Baets, K., Kruta, I., Mapes, R.H. (2015). *Ammonoid Paleobiology: From anatomy to ecology*. Vol. 43. New York, Londres. 943p.

Korn, Dieter, Ebbighausen, V., & Bockwinkel, J. (2010). Ammonoids from the Dalle des Iridet of the Mouydir and Ahnet (Central Sahara) and the Formation d'Hassi Sguilma of the Saoura Valley (Late Tournaisian-Early Viséan; Algeria). *Fossil Record*, 13(1), 203-214p.

Korn, Dieter. (2010). A key for the description of Palaeozoic ammonoids. *Fossil Record*, 13(1), 5-12p.

Kroger, B., Vinther, J., Fuchs, D. (2011). Cephalopod origin and evolution: A congruent picture emerging from fossils, development and molecules. *Bioessays*. 33: 1-12p. En:

Landman, N., (1996). *Ammonoid Paleobiology*. Capítulo 16: Westermann, G., *Ammonoid Life and Habitat*. Departamento f Geology, McMaster University, Hamilton, Ontario L8S 4 M1, Canadá.

Landman, N., Kazushige, T., Davis, R. A., (1996). *Ammonoid Paleobiology*. Chapter 13: Mature modifications and dimorphism in Ammonoid Cephalopods, Vol. 13, pp. 464-529.

Lasluisa, E, & Moreno, K., (2018). *La Formación Macuma en la Cordillera de Cutucú al sureste de Ecuador: Paleontología y Estratigrafía*. Tesis de grado. Escuela Politécnica Nacional, 233p.

Legrand, D., Baby, P., Bondoux, F., Dorbath, C., Bès de Berc, S., & Rivadeneira, M. (2005). The 1999–2000 seismic experiment of Macas swarm (Ecuador) in relation with rift inversion in Subandean foothills. *Tectonophysics*, 395(1-2), 67-80. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.09.008>

Linneo, C., (1758). *Systema naturae per regna tria naturae: secundum clases, ordines, genera, Species, cum characteribus, differentiis, synonymis, locis*. 10 th edition. Laurentius Salvius, Stockolm.

Litherland, M., Aspden, J., & Jamielita, R. (1994). *The Metamorphic Belts of Ecuador*. British Geological Survey, 156 p.

- Mayr, E., & Ashlock, P., (1991). Principles of Systematic Zoology. McGraw-Hill, Inc., New York, 475p.
- Makowski, H., (1962). Problem of sexual dimorphism in ammonites, Paleontol. Pol. 12: 1-92p.
- Mathalone, J., Montoya, M., (1995). Petroleum Geology of the Sub-Andean Basins of Perú, AAPG, Memoir 62, 423-444p.
- Megard, F., (1968). Geología del cuadrángulo de Huancayo. Boletín del Servicio Geológico Minero 18. Lima, Perú, pp.123.
- Monzier, M., Robin, C., Hall, M., Cotton, J., Mothes, P., Eissen, J., Samaniego, P., (1997). Les adakites d'Equateur: modele preliminaire. C. R. Acad. Sci. Paris, 324, 545-552.
- Monzier, M., Robin C., Samaniego, P., Hall, M.L., Cotton, J., Mothes, P., Arnaud, N., (1999). Sangay Volcano, Ecuador; structural development, present activity and petrology. J. Volcanol. Geotherm. Res90, 49-79p.
- Moran H., & Moyano F. (1999) Corte geológico de las Formación Cretácico-Terciarias en el frente de cabalgamiento andino entre Morona y Santiago. Tesis de grado Facultad de Ingeniería en Ciencias de la Tierra. Guayaquil- Ecuador. 211p.
- Moreno, F., & Tapia, A., (2001). Regionalización hidrometeorológica de las cuencas amazónicas. Tesis de grado. Universidad Central, 75 p + anexos.
- Moore, R.C., Teicher, C., Kummel, W.C., Sweet, H.B., Furnish W.M., Glenister B.F., Erben H.K., Zeller, D.E. (1964). Treatise on Invertebrate Paleontology. Parte K, Mollusca 3. Universidad de Kansas Press. The Geological Society of America. Págs. 548.
- Neige, P., Marchand, D., Bernard, L., (1997). Heterochronic differentiation of sexual dimorphs among Jurassic ammonite species. *Lethaia*, Vol. 30, pp.145-155. Oslo. ISSN 0024-1164.
- Neige, P., Rouget, I., (2015). Chapter 3: Evolutionary trends within Jurassic Ammonoids, p. 17. In: Ammonoid Paleobiology: From macroevolution to paleogeography.
- Ogg, J.G. (2007). Overview of Global Boundary Stratotype sections and points (GSSP's) <https://www.stratigraphy.org> (sitio oficial de la International Commission on Stratigraphy, ICS).

Oloriz, F., & Rodríguez-Tovar, F., (1991). Eustatism and faunal associations. Examples from the South Iberian margin during the Upper Jurassic (Oxfordian-Kimeridgian). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 84: I, 83-106p.

Ordoñez M., Jiménez N., Suárez J., (2006) "Micropaleontología ecuatoriana" Datos bioestratigráficos y paleontológicos de las cuencas: Graben de Jambelí, Progreso, Manabí Esmeraldas y Oriente; del Levantamiento de la Península de Santa Elena, y de las Cordilleras Chongón Colonche, Costera y Occidental.

Orbigny, A., (1847). *Paleontologie Francaise. Terraines jurassiques. Part I: Cephalopodes*, Masson, Paris. En Klug, C., Zaton, M., Parent, H., Hostetter, B. y Tajka, A., (2015). Mature modifications and sexual Dimorphism, 68p.

Ovando –Figueroa, J.R., (2016). Ammonites del Aptiano Superior-Albiano Inferior (Cretácico Inferior) de la sección de Cerro Chino del estado de Chihuahua, noreste de México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología.

Page, K. (1996). Mesozoic Ammonoids in Space and Time. En: *Ammonoid Paleontology; Volume 13 of Topics in Geobiology*, edited by Neil Landman et al. Plenum Press, New York, 1996; 40 p.

Página web de la Universidad de Almeida, Departamento de Biología Vegetal y Ecología: <https://w3.ual.es/GruposInv/myco-ual/taxono.htm>.

Patil, G.P. & Taile, C. (1982). Diversity as a concept and its measurement. *Journal of the American Statistical Association* 77, Universidad Autónoma de Guerrero, México. 548-567p. En: Bouza, C. & Covarrubias, D. (2005). Estimación del índice de diversidad de Simpson en m. sitios de muestreo. Vol 26, No.2, 11p.

Pavia, G., Hirtz, A., Landini, W., Loayza, S., (1992). The Lower Jurassic in the Santiago District (SE Ecuador). In: Gayet, M., Racheboeuf, P.R. (Eds.), *Re´sume´s des communications pre´sente´es lors de la table ronde europe´enne. "Paleontologie et stratigraphie en Ame´rique Latine"*, Lyon, p. 41. en Gaibor et al., (2008).

Pennington, W. D. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10753-10770.

- Pindell, J., Tabbutt, K. (1995). Mesozoic-Cenozoic Andean paleogeography and regional control on hydrocarbon systems. In: Gaibor et al., 2008. Hydrocarbon source potential of the Santiago Formation, Oriente Basin, SE of Ecuador.
- Riccardi, A.C., Damborenea, M.O., Manceñido, S.C., (1989). Hettangian and Sinemurian (lower Jurassic) biostratigraphy of Argentina.
- Ritterbush, K., Rosas, S., Cosetti, F., Bottjer, D., West, A.J. (2019). Andean sponges reveal long-term benthic ecosystem shifts following the end-Triassic mass extinction, *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeocology*, 17 p.
- Rodriguez, M. (2010). Alcance Estratigráfico de los Cefalópodos de la Formación Tamaulipas Inferior, en la localidad Mazatepec, Puebla. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, San Luis de Potosí.
- Romeuf, N., Munch, P., Soler, P., Jaillard, E., Pik, R., Aguirre, L., (1997). Mise en évidence de deux lignées magmatiques dans le volcanisme du Jurassique Inférieur de la Zone Subandine Equatorienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 324, 361–368.
- Rosas, S. (1994). Facies, diagenetic evolution, and sequence analysis along a SW-NE profile in the southern Pucará basin (Upper Triassic-Lower Jurassic), central Perú. *Heidelberg Geowissenschaftliche Abhandlungen* 80, 337 p.
- Smith, E.P. (2002). Ecological Statistics, *Encyclopedia of Environmetrics* 2, 589-602. En: Bouza, C. & Covarrubias, D. (2005). Estimación del índice de diversidad de Simpson en m. sitios de muestreo. Vol. 26, No.2, 11p.
- Spath, L.F. (1947). Additional observations on the invertebrates (chiefly ammonites) of the Jurassic and Cretaceous of East Greenland. *Meddeleser om Gronland* 132(3): 1-69
- Trenkamp, R., Kellog, J.N., Freymuller, J.T., Mora, H.P. (2002). Wide plate margin deformation, South Central America and Northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 157-171.
- Trueman, A., Williams D.M., 1925. Studies in the Ammonites of the Family Echioceratidae. University College of Swansea, 45p.
- Tschopp, H. J. (1953). OIL EXPLORATIONS IN THE ORIENTE OF ECUADOR., 1938-1950. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 37, No. 10, 2303-2347, 7Fogs.

Vera-Torres, J. A. (1994): *Estratigrafía: Principios y métodos*. Editorial Rueda. Madrid. 806 págs.

Villalain, J. D. (1992). «Tafonomía y fenómenos cadavéricos». En: Fernandez, 5. (ed.), *Conferencias de la Reunión de Tafonomía y fosilización* 127-155, Madrid, Editorial Complutense. pp. 4-5 p.

Villaseñor, A. B., González-León, C. M., Lawton, T. F., & Aberhan, M. (2005). Upper Jurassic ammonites and bivalves from the Cucurpe Formation, Sonora (Mexico), 24 p.

Von Hillebrandt, A. Krystyn, L., Kürschner, W., Bonis, N., Ruhl M., Richo, S., Chobben, M., Ulrichs, M., Bown, P., Kment, K., McRoberts, C., Simms, M. and Tomášovych, A., (2013). The Global Stratotype Sections and Point (GSSP) for the base of the Jurassic System at Kuhjoch (Karwendel Mountains, Northern Calcareous Alps, Tyrol, Austria). *Episodes* v. 36. p. 162-198.

Westermann, G. (1996). Ammonid Life and Habitat. Chapter 16 In: *Ammonoid Paleobiology*, Volume 13 of *Topics in Geobiology*; edited by Neil Landman et al., Olenum Press, New York, 1996; 101 p.

Wicander, R. & Monroe, J.S. (2010). *Evolution of Earth and life through time*. Brooks/Cole.

Winchester, S. (2001). *The Map that Changed the World. William Smith and the Birth of Modern Geology*. Nueva York: Harper Collins. p 59–91. Woods, H. 1958. Mollusca. In *Paleontology Invertebrate*. 8ª ed. Cambridge University Press. p 315-317.

Zittel, K. A. von 1884, Cephalopoda, in Zittel, K.A. von (ed.). *Handbuch der Paleontologie*: Munich and Leipzig, R. Oldenbourg, I, Abteilung 2, Lieferung 3, 1-893.

