

1 **La Formación Yacoraite en el perfil del Espinazo del Diablo y su importancia en el análisis**
2 **estratigráfico de la cuenca cretácica del Noroeste Argentino**

3
4 *Ariadna COPPA VIGLIOCCO^{*1, 2}, Ricardo A. ASTINI^{1, 2}, Fernando J. GOMEZ^{1, 2}*

5 *1. Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA-CONICET)*

6 *2. Universidad Nacional de Córdoba (UNC)*

7 *ariadna.coppa@mi.unc.edu.ar*

8
9 **RESUMEN**

10 La Formación Yacoraite es una unidad predominantemente carbonática y única por sus
11 características litológicas en el marco del rift cretácico del noroeste argentino. Con una edad entre
12 ca. 72.7 a 64 Ma, representa un intervalo único durante el cual se desarrollaron mares
13 epicontinentales, genéticamente conectados con la apertura del océano Atlántico Sur. Con un
14 espesor máximo de 300 m, está compuesta por calcarenitas oolíticas, dolomías, areniscas
15 calcáreas, calcilitas y tobas, y se destaca en el NOA como un intervalo guía dentro el Grupo
16 Salta. Además de la importancia paleogeográfica, tiene interés exploratorio, por cuanto en la
17 subcuenca de Olmedo conforma reservorios y constituye roca madre. A pesar de su renombre, la
18 Formación Yacoraite posee problemas en su definición original y un reciente estudio en la
19 localidad del Espinazo del Diablo (Cordillera Oriental de Jujuy), permite definir un hipoestratotipo,
20 donde, se separan cinco miembros distintivos. El miembro calcáreo inferior apoya en clara
21 discordancia erosiva sobre eolianitas de la Formación Lecho y se caracteriza por el desarrollo de
22 ciclos granocrecientes coronados por estromatolitos domales, mientras que el miembro calcáreo
23 superior, caracterizado por ciclos de calcipelitas verdes intercalados con estromatolitos tabulares,
24 es truncado por otra discordancia que lo separa de la suprayacente Formación Mealla,
25 caracterizada por series pelíticas rojas. Este perfil ubicado dentro de la subcuenca de Tres Cruces
26 permite la revisión y revaloración de su estratigrafía y significado.

29 **ABSTRACT**

30 The Yacoraite Formation is a predominantly carbonate unit, unique for its lithological
31 characteristics within the Cretaceous rift framework of northwestern Argentina. With an age
32 between approximately 72.7 a 64 Ma, it represents an interval during which epicontinental seas
33 developed, genetically connected to the opening of the South Atlantic Ocean. With a maximum
34 thickness of 300 m, it is composed of oolitic calcarenites, dolomites, calcareous sandstones,
35 marls, and tuffs, standing out in Northwest Argentina as a key-stratigraphic interval within the Salta
36 Group. In addition to its paleogeographic importance, it has exploratory interest, as it forms
37 reservoirs and serves as source rock in the Olmedo sub-basin. Despite its renown, the Yacoraite
38 Formation has issues in its original definition, and a recent study in the Espinazo del Diablo locality
39 (Eastern Cordillera of Jujuy) allows for the definition of a hipostratotype, where five distinctive
40 members are separated. The lower calcareous member rests in clear erosive unconformity on the
41 Lecho Formation eolianites and is characterized by the development of upward-coarsening cycles
42 crowned by domal stromatolites. In contrast, the upper calcareous member, characterized by
43 cycles of green shales and marls intercalated with tabular stromatolites, is truncated by another
44 unconformity separating it from the overlying Mealla Formation, characterized by red fine-grained
45 siliciclastic series. This profile located within the Tres Cruces sub-basin allows for a revision and
46 reevaluation of its stratigraphy and significance.

47
48 **Palabras claves:** carbonatos, subcuenca de Tres Cruces, estratigrafía, hipoestratotipo,
49 Cretácico.

50
51 **INTRODUCCIÓN**

52 La Formación Yacoraite (Turner 1959) de edad Maastrichtiana-Daniana, representa un
53 intervalo estratigráfico de gran interés científico debido a que expone afloramientos de calidad
54 mundial que registran una etapa de inundación durante un intervalo dominado por extensión de
55 intraplaca que afectó a Sudamérica durante el Cretácico y eventual transición al Paleógeno
56 (Salfity y Marquillas 1994, Hay 1995, Miller et al. 2003, Haq y Huber 2017, Ray et al. 2019). Esta

57 unidad, atraviesa el límite K-Pg y ha sido recientemente datada con gran exactitud entre ca. 72.7
58 a 64 Ma (Montano et al. 2022), aunque la posición precisa del límite sigue siendo materia de
59 debate (Marquillas et al. 2003, Sial et al. 2013, Deschamps et al. 2020). Esta unidad está
60 ampliamente distribuida por todo el noroeste de Argentina y es el equivalente temporal de la
61 Formación El Molino en Bolivia (Sempere 1994, Camoin et al. 1997). Registros marinos
62 epicontinentales durante ese periodo (Haq 2014, Aguirre Urreta et al. 2011, Guler et al. 2019;
63 Astini et al. 2020) han sido documentados en Argentina, donde se reconocen estratos marinos
64 asociados con momentos inusuales de nivel de mar alto que permitirían, asimismo, explicar
65 algunos intervalos de la Formación Yacoraite, especialmente en la sección basal del perfil
66 Espinazo del Diablo (Palma 2000, Marquillas et al. 2005, Hernández et al. 2017, Coppa Vigliocco
67 et al. 2022).

68 El objetivo central de esta contribución es resaltar el valor estratigráfico del perfil de Espinazo
69 del Diablo mediante un relevamiento de detalle y donde las relaciones estratigráficas de base y
70 techo de la Formación Yacoraite se encuentran bien expuestas, a diferencia de la localidad
71 homónima cercana donde fue definida la unidad originalmente. Las notables características de la
72 sección Espinazo del Diablo debido a que es la más completa en relación a otras secciones
73 relevadas en la cuenca, junto con la calidad de sus afloramientos, proporciona un escenario ideal
74 para ser considerada como un excelente perfil de referencia para la subcuenca de Tres Cruces.
75 Además, rasgos como la heterogeneidad de facies, continuidad lateral y espesor (~300 m), la
76 arquitectura estratigráfica y excepcionales relaciones de base y techo agregan valor a este perfil.
77 En esta localidad, un análisis estratigráfico robusto permite, asimismo, la diferenciación clara de
78 miembros informales que facilitan su caracterización y la comprensión de su evolución
79 paleoambiental. Cabe destacar que el análisis paleoambiental detallado de la unidad es motivo
80 de una contribución que se encuentra en preparación (véase Coppa Vigliocco 2023).

81

82 **MARCO GEOLÓGICO REGIONAL Y ANTECEDENTES**

83 La Formación Yacoraite (Turner 1959) es una unidad perteneciente a la cuenca de rift del
84 noroeste argentino, también conocida como Cuenca del Grupo de Salta (Fig. 1a, b). Esta cuenca

85 está vinculada genéticamente con la extensión asociada a la apertura del Océano Atlántico Sur
86 hacia el este y a los ajustes extensionales de retroarco a lo largo del margen occidental
87 convergente de la placa Sudamericana (Coira et al. 1982, Viramonte et al. 1999, Ramos y Aleman
88 2000, Franke et al. 2007). La Formación Yacoraite es la unidad media del Subgrupo Balbuena
89 (Moreno 1970), que durante años su edad fue discutida (Rouchy et al. 1993, Sempere et al. 1997,
90 Marquillas et al. 2007, 2011, Tasistro-Hart et al. 2019). Dataciones recientes de alta resolución de
91 U-Pb tanto en tobas intercaladas, como en las calizas de la unidad, han permitido acotarla con
92 gran precisión entre ca. 72.7 a 64 Ma (Montano et al. 2022). Si bien la unidad fue originalmente
93 definida en el extremo norte de Argentina, próximo al límite con Bolivia (Turner 1959), Moreno
94 (1970, pg. 16), al incluirla dentro del Subgrupo Balbuena, sugirió restringir el término de
95 Formación Yacoraite a la sección con dominio de bancos calcáreos que originalmente reconociera
96 Groeber (1952) en el perfil de la quebrada homónima, considerada además como el estratotipo
97 (Horizonte calcáreo-dolomítico de Bonarelli 1913). El problema del estratotipo original radica en
98 la dificultad de su acceso y la falta de relaciones de base y techo claras. A pesar de su definición,
99 tanto Turner (1959) como Moreno (1970) y trabajos posteriores, han sido relativamente ambiguos
100 o flexibles en relación con la composición de estas unidades y su relación estratigráfica. Así, de
101 acuerdo al análisis de diferentes perfiles en la cuenca (véase por ejemplo Salfity 1980, Marquillas
102 1985, Gómez Omil et al. 1989), han surgido múltiples problemas interpretativos de índole
103 estratigráfico y litofacial.

104 Con 300 m de espesor máximo, y hasta 500 m estimados por sísmica en el subsuelo de
105 Lomas de Olmedo (Starck 2011), la Formación Yacoraite está constituida por calcarenitas
106 oolíticas y areniscas calcáreas grises, localmente dolomitizadas y amarillentas, con
107 intercalaciones margosas oscuras, verdosas y moradas, calcilutitas negras y tobas blanquecino-
108 amarillentas (Salfity y Marquillas 1981, 1994, Marquillas 1985, 2003, 2005, 2007, Stark 2011,
109 Deschamps et al. 2020). Estos rasgos en conjunto le confieren un carácter de excelente intervalo
110 guía dentro del Grupo Salta. La superficie de inundación que separa la Formación Yacoraite de
111 la Formación Lecho es claramente identificable en los perfiles sísmicos, en donde la Formación
112 Yacoraite muestra patrones de solapamiento sobre la Formación Lecho o las unidades previas

113 del Subgrupo Pirgua o incluso sobre el basamento paleozoico de la cuenca (Starck 2011).
114 Mientras que las intercalaciones de pelitas multicolores y margas negras constituyen rocas
115 madres de hidrocarburos, los carbonatos, tanto calcipelíticos y calcareníticos, como biohermales,
116 conforman reservorios demostrados en la subcuenca de Olmedo del noroeste argentino y
117 regiones de frontera exploratoria en el caso de la subcuenca Tres Cruces (Gómez Omil y Boll
118 2005). Los perfiles eléctricos de pozos exploratorios también muestran un resalto característico
119 asociados con picos de radiactividad observable en los registros de *gamma ray* en esta superficie
120 para las tres subcuencas exploradas, lo que sugiere que se trata de una discontinuidad a nivel
121 de cuenca (Hernández et al. 2008, Starck 2011 y referencias allí citadas).

122 Estudios previos sobre la Formación Yacoraite ayudaron como valiosos antecedentes para
123 conocer los marcos tectónicos y sedimentarios del intervalo, la posición estratigráfica y edad de
124 la unidad (Marquillas et al. 2003, 2007, 2011, Sial et al. 2013), distribución areal (Moreno 1970,
125 Salfity y Marquillas 1994, Marquillas y Matthews 1996), el significado paleoambiental (Palma
126 2000, Marquillas et al. 2005, Roemers Oliveira et al. 2015, Rohais et al. 2019, Deschamps et al.
127 2020, Mutti et al. 2023, Vallati et al. 2023), su contenido paleontológico (Benedetto y Sánchez
128 1972, Fernandez 1975, Gasparini y Buffetaut 1980, Moroni 1984, Quattrocchio y Volkheimer 2000,
129 Alonso 2007, Cónsole-Gonella y Marquillas 2014, Cónsole-Gonella et al. 2012, 2013, 2017, 2021,
130 Díaz-Martinez et al. 2016, Krapovickas et al. 2017, Escobar et al. 2018, de Valais y Cónsole-
131 Gonella 2019, Villafañe et al. 2021, 2023), y su desarrollo estratigráfico secuencial (Boll y
132 Hernández 1985, Gómez Omil et al. 1989), potencial económico (Hernández et al. 1999, 2008,
133 Disalvo 2002, Stark 2011, Grosso et al. 2013) y aspectos geofísicos (García et al. 2016).

134 A pesar de la importancia que tiene la Formación Yacoraite en el noroeste argentino, su
135 origen es aún motivo de gran controversia (Palma 2000, Bento Freire 2012, Cónsole-Gonella et
136 al. 2013, Coppa Vigliocco et al. 2022, Mutti et al. 2023, Vallati et al. 2023). Si bien el grueso de la
137 Formación Yacoraite por su fuerte contraste con el entorno y las series infra y suprayacentes, es
138 interpretada como lacustre (Palma 2000, Röemers Oliveira et al. 2015, Deschamps et al. 2020,
139 Mutti et al. 2023), algunos indicadores estratigráficos, geoquímicos y faunísticos sugieren
140 conexiones e influencia marina asociada con los niveles de mar altos del Cretácico (Marquillas et

141 al. 2005, 2007, Hernández et al. 2008, Cónsole-Gonella et al. 2012, Coppa Vigliocco 2023). La
142 discusión ha estado centrada en criterios paleontológicos, tafonómicos, icnológicos, petrográficos
143 y sedimentológicos que, si bien sugieren grados de salobridad, oxigenación relativa, sustratos
144 relativamente firmes, regímenes hidrodinámicos y gradientes energéticos, son criterios que
145 resultan relativos y ninguno de estos, por sí sólo, permite discriminar la naturaleza marina o
146 lacustre de este intervalo.

147 Este trabajo se llevó a cabo en el perfil Espinazo del Diablo (Fig. 2a, b), cuyo acceso se
148 realiza desde la localidad de Humahuaca, tomando un desvío hacia el oeste desde la ruta
149 nacional N°9, por un camino de ripio de aproximadamente 40 km que conduce al pueblo de Casa
150 Grande. El Espinazo del Diablo, corresponde a la continuación sur de los cerros Huaira Huasi y
151 Filo de la Vieja (González et al. 2004), y se ubica al este de la Sierra de Aguilar (Fig. 2b). Por este
152 mismo camino en dirección hacia Mina Aguilar, y a 4 km de Casa Grande, se cruza esta localidad
153 que ofrece excelentes exposiciones para realizar un detallado relevamiento de columnas
154 sedimentarias. La aridez y la elevación de la región dan lugar al desarrollo de vegetación baja y
155 rala, lo que facilita el acceso, la observación, análisis y muestreo de la unidad.

156

157 **METODOLOGÍA**

158 En la localidad del Espinazo del Diablo se levantaron varias secciones estratigráficas (Fig.
159 2b), que luego se combinaron en una única columna y sus asomos se caminaron lateralmente
160 por kilómetros de distancia para corroborar continuidad lateral de contactos, facies y geometrías.
161 Se estudiaron las características litológicas capa por capa a escala centimétrica, midiendo los
162 espesores de sus bancos. Además, se describieron características superficiales, estructuras
163 sedimentarias, contenido fosilífero y se realizó una clasificación petrológica utilizando Dunham
164 (1962) y Embry y Klovan (1971).

165 Se tomaron muestras de rocas para su posterior análisis petrográfico de detalle en más de
166 150 cortes delgados, con énfasis en las texturas de rocas carbonáticas, mixtas y silicoclásticas
167 más representativas. Se sistematizó el análisis de microfacies carbonáticas, utilizando la
168 metodología de Wilson (1975) y Flügel (2004). Las microfacies portadoras de ooides fueron

169 especialmente tenidas en cuenta dada su abundancia y variedad dentro del perfil estudiado,
170 formando parte de un análisis específico sobre estas partículas (Coppa Vigliocco et al. 2022).
171 Asimismo, se profundizó en aspectos de texturas y fabricas microbiales. Las actividades
172 petrográficas se llevaron a cabo en la sala de óptica de CICTERRA-CONICET (UNC), mediante
173 el microscopio petrográfico Leica DM 4500P LED con iluminación transmitida. Los estudios de
174 microscopía fueron complementados con análisis de pulidos en muestras de mano evaluados y
175 fotografiados bajo lupa binocular.

176

177 **DIVISIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LA UNIDAD**

178 En la localidad del Espinazo del Diablo, la Formación Yacoraite aflora formando parte de una
179 estructura homoclinal de 10 km de largo por 0,7 km de ancho, con rumbo y buzamiento general
180 N345°/45°E (Fig. 2b). En ella, la Formación Yacoraite, de coloración blanquecina-amarillenta,
181 resalta del entorno rojizo, característico de las unidades del Grupo Salta (Fig. 3a-d). Yace sobre
182 las areniscas cuarzosas bimodales con megaestratificación cruzada de origen eólico de la
183 Formación Lecho (espesor \approx 80 m) mediante un contacto neto planar, de increíble continuidad
184 cartográfica, e irregular a la mesoescala (Fig. 3a). El tope de la Formación Lecho tiene relevancia
185 desde el análisis secuencial de toda la sucesión (ver apartado: Relaciones estratigráficas de la
186 Formación Yacoraite en el Espinazo del Diablo, Figs. 9 y 10).

187 Del análisis estratigráfico del perfil de la Formación Yacoraite en el Espinazo del Diablo, se
188 pueden diferenciar los siguientes miembros informales: **a)** el miembro calcáreo inferior de la
189 Formación Yacoraite de 53 m de espesor (Fig. 3a), **b)** el miembro pelítico inferior mide 23 m (Fig.
190 3a), **c)** el miembro calcáreo intermedio con un espesor de 90 m (Fig. 3a), **d)** el miembro pelítico
191 superior de 15 m de espesor (Fig. 3b) y **e)** el miembro calcáreo superior de 34 m de espesor (Fig.
192 3b, c y d). La Tabla 1 muestra las diferentes facies que integran cada uno de los miembros donde
193 se advierte la variedad litofacial en el perfil analizado. A continuación, se describen y analizan en
194 detalle cada uno de los miembros informales reconocidos.

195

196 **Miembro calcáreo inferior (\approx 53 m)**

197 Se trata de un desarrollo predominantemente carbonático que caracteriza a la Formación
198 Yacoraite en su sección basal. Yace en contacto neto sobre la superficie neta que la separa de la
199 infrayacente Formación Lecho. Incluye un nivel basal con calcarenitas oolíticas-bioclásticas
200 arenosas (Figs. 4 y 5), que hacia arriba se intercalan con areniscas calcáreas, calizas arenosas
201 y calizas oolíticas-bioclásticas-intraclásticas y microbiales que conforman conjuntos métricos. En
202 este miembro resaltan niveles tabulares de calcarenitas oolíticas, bioclásticas e intraclásticas,
203 calciruditas intraclásticas y bioclásticas, coronadas por brechas calcáreas y estromatolitos (Fig.
204 6a-l) que forman conjuntos métricos. Se intercalan con paquetes de reducido espesor (de hasta
205 0,30 m) de limolitas y pelitas verdes, portadores de granos de cuarzo bien redondeados y, a 12
206 metros de la base, un nivel de areniscas calcáreas es portador de granos verdes,
207 presumiblemente de glauconita. En la sección basal de este miembro también se intercalan dos
208 niveles con profusa deformación sinsedimentaria en forma de pliegues asimétricos y en caja
209 afectando a calcarenitas y areniscas calcáreas delgadas a medianas. A través de todo el miembro
210 inferior es, asimismo, común observar capas de tobas de color blanquecino-grisáceo a verdosos,
211 muy deleznales, con espesores de ~ 0,05 a 0,10 m.

212 Las calcarenitas son el litotipo dominante y por su variedad de componentes granulares
213 (ooides, bioclastos, peloides e intraclastos) consisten en *grainstones* oolíticos, *grainstones*
214 oolíticos-peloidales, *grainstones* oolíticos-bioclásticos y *grainstones* oolíticos-intraclásticos (Fig.
215 6a-c). Se presentan en bancos tabulares con una excelente continuidad lateral a escala de la
216 centena de metros y granulometría arena gruesa a media, con tonalidades grises a amarillas y
217 espesores que varían entre 0,2 y 0,8 m. Internamente, son características las estratificaciones
218 cruzadas en conjuntos de hasta 0,5 m y estructuras bidireccionales-bimodales (estratificación
219 *herring-bone*, en espina de pez o hueso de arenque) con vergencias opuestas (~180°) y
220 direcciones de paleocorrientes dominantes norte-sur. Además, comúnmente se observa
221 estratificación cruzada de alto ángulo, en artesas y con bajo ángulo, de tipo *hummocky* (Fig. 6a-
222 c, l). En menor medida, se reconoce laminación paralela que alterna o pasa lateralmente a
223 conjuntos con laminación cruzada bimodal, con incipientes cubiertas de fango. También en un
224 banco de geometría lenticular del miembro inferior, a 46 m de la base, se reconocen estructuras

225 sigmoidales de escala métrica (Fig. 6b). Los conjuntos con estructuras sigmoides presentan un
226 espesor amalgamado de entre 2 y 6 m. Internamente, las geometrías sigmoidales exhiben
227 terminaciones tangenciales (tanto por la base como por el techo), aunque localmente se
228 desarrollan terminaciones superiores en ángulos de entre 20° y 30° contra la estratificación.

229 Las calcarenitas oolíticas resaltan por la variedad de morfotipos y tamaños de sus ooides
230 (Fig. 6d, e). Al microscopio, los ooides pueden ser con o sin núcleos reconocibles, cortezas
231 superficiales y multicapas, mostrando microfábricas fibrosa-radiales y tangenciales micríticas
232 (Fig. 6e). La superficie de los ooides varía de lisa a crenulada hasta festoneada. El tamaño de los
233 ooides comprende un rango amplio, entre 0,3 mm y 3,4 cm (Fig. 6e).

234 Las facies más gruesas, como las calciruditas intraclásticas, están compuestas por una
235 variedad de intraclastos de *grainstones* oolíticos, fragmentos de estromatolitos, *mudstones*
236 laminados y *wackstones* bioclásticos con ostrácodos (Fig. 6f, g). Los bancos son generalmente
237 lenticulares con espesores de 0,5 m y de 5 a 10 m de largo, internamente son masivos o con
238 estratificación cruzada grosera (Fig. 6f). Se observan surcos rellenos en forma de U (tipo *gutter*
239 & *cast*) de 0,2 m de diámetro con clastos calcáreos subredondeados a subangulares (Fig. 6h).
240 Las calciruditas bioclásticas comprenden a los *rudstones* bioclásticos, *floatstones* bioclásticos con
241 gastrópodos y bivalvos. Se presentan en niveles tabulares delgados a lenticulares, con espesores
242 máximos de 0,5 m y se extienden entre 4 a 7 m. Se reconocen restos esqueletales con una
243 composición taxonómica monotípica indeterminados de gastrópodos de gran porte (1 a 5 cm),
244 con buena a moderada selección, inmersos en una matriz de granulometría media a gruesa. Los
245 microbialitos cercanos a la base del perfil son de tipo planares y se hallan intercalados a los
246 *grainstones* oolíticos (Fig. 6 j, k). Hacia la parte superior del miembro calcáreo inferior, comienzan
247 a predominar las formas cóncavas, ya sean unidos lateralmente (coalescentes) o aislados. Las
248 capas tabulares de estromatolitos próximas al tope de este miembro, presentan espesores entre
249 0,2 y 1 m y son de gran continuidad lateral (> a 100s de m). Apoyan sobre un paquete de brechas
250 intraclásticas y están formados internamente por alternancias laminares a onduladas con
251 desarrollo de microdomos y columnas de manera localizada, donde alternan láminas claras y
252 oscuras mostrando diferentes microfábricas (Fig. 6l). Mientras las más claras son generalmente

253 cristalinas y formadas por calcita fibrosa-radial, las oscuras son micríticas densas, a veces
254 grumulosas y otras contienen componentes granulares (ooides, bioclastos, peloides e
255 intraclastos). Es común, que los estromatolitos estén coronados por grietas de contracción y
256 brechas calcáreas.

257

258 **Miembro pelítico inferior (≈ 23 m)**

259 El miembro pelítico inferior está caracterizado por la presencia de pelitas verdes a grisáceas,
260 limo-pelitas rojas y margas (Fig. 7a, b). Se observan de manera esporádica algunos niveles
261 calcareníticos intercalados con las pelitas, aunque de espesores reducidos ~ 0,2 m (Fig. 7b). Las
262 pelitas se disponen en niveles tabulares, con espesores que varían entre 0,3 a 1,2 m con buena
263 continuidad lateral (Fig. 7a). Las pelitas tienen grietas de desecación en los topes y es común
264 observar en corte transversal, tabiques con diferentes tamaños y espaciamentos. Internamente,
265 presentan laminación paralela a difusa (Fig. 7c). Las margas se caracterizan por su fuerte
266 reacción calcárea, laminación paralela y en ocasiones considerable bioturbación. Pueden
267 contener intercalaciones de láminas calcipelíticas con peloides y ostrácodos con desarrollo de
268 laminación paralela o cruzada de bajo ángulo.

269

270 **Miembro calcáreo intermedio (≈ 90 m)**

271 El miembro calcáreo intermedio del Espinazo del Diablo (Fig. 7d) se caracteriza por la
272 presencia de calcarenitas bioclásticas que forman cuerpos tabulares delgados de hasta 0,5 m de
273 espesor, con continuidad lateral de algunos metros. Se tratan de *grainstones* bioclásticos-oolíticos
274 que presentan granulometría arena media-fina con arreglos gradados y yacen en conjuntos con
275 espesores individuales de ~10 cm con estratificación cruzada de bajo ángulo a paralela (Fig. 7d).
276 Las calcarenitas bioclásticas se encuentran intercaladas entre margas. Resaltan estructuras
277 verticales cuneiformes de hasta 0,5 m con espaciamiento métrico, próximos a la base del
278 miembro.

279 En este miembro, las intercalaciones calcipelíticas, algunas con estratificación heterolítica,
280 son más recurrentes y están formadas por *mudstones* laminados a crenulados (Fig. 7e, g, h),

281 *mudstones* homogéneos, *mudstones* bioclásticos con ostrácodos y foraminíferos y *grainstones-*
282 *packstones* con carófitas (Fig. 7j). Se manifiestan en niveles tabulares delgados grisáceos a
283 amarillos bien laminados y de grano fino (limo-arcilloso). Los espesores varían entre 0,1 a 0,15
284 m, con laminación interna paralela a ondulada. Petrográficamente, se reconocen granos de
285 cuarzo angulosos a subangulosos, minerales arcillosos y opacos. Pelitas verdes y algunas
286 intercalaciones de pelitas moradas se encuentran hacia el tope del miembro intermedio.

287 Los estromatolitos dómicos aislados o agrupados están presentes de manera localizada y
288 sin continuidad lateral (Fig. 7e, f). Tienen geometrías dómicas abovedadas y corresponden a
289 *boundstones* microbiales de grano grueso con colores grises a amarillentos. En planta, presentan
290 formas circulares a semicirculares y lobuladas y la superficie externa es rugosa y pustular (Fig.
291 7k). En sección transversal, se observa que los domos se desarrollan directamente sobre las
292 calcarenitas oolíticas y muestran crecimientos mayormente verticales y radiales. Las láminas que
293 forman las estructuras columnares y digitadas muestran varios patrones de apilamiento y grosor.

294 Rasgos de bioturbación con mezcla de material e interrupción de la laminación son comunes,
295 así como también patrones de agrietamiento variados (Fig. 7 d, i).

296

297 **Miembro pelítico superior (≈ 15 m)**

298 El miembro pelítico superior se caracteriza por el predominio de pelitas verdes de reducido
299 espesor, ocasionalmente con pasajes a las pelitas multicolores (limo-arcilitas rojas y moradas,
300 Fig. 8a-c) masivas o con laminación horizontal difusa, con espesores relativamente constantes
301 (0,4 a 1 m) e intercalaciones de carbonatos delgados. Los contactos de base y techo son netos
302 ondulados. Internamente, las limo-arcilitas pueden alternar algunos niveles muy delgados de
303 areniscas, limolitas y calcarenitas amarillentas con trenes de óndulas y topes afectados por
304 bioturbación. Se han detectado también niveles delgados de pelitas verdes como particiones
305 finas, comunes entre las variedades de facies heterolíticas a través de gran parte de la unidad
306 (Fig. 8b). Las margas también están presentes, donde la fracción silicoclástica se distingue por
307 petrografía, aunque en afloramiento, las margas tienen un aspecto sacaroide fino producto de la
308 presencia de limo-arena cuarzosa (Fig. 8b, c). Petrográficamente, se reconocen granos de cuarzo

309 angulosos a subangulosos, escasos bioclastos (restos de ostrácodos desarticulados y
310 foraminíferos), peloides, minerales arcillosos y opacos.

311

312 **Miembro calcáreo superior (≈ 34 m)**

313 La secuencia finaliza con el miembro calcáreo superior, compuesto por calcarenitas oolíticas-
314 bioclásticas, limo-arcilitas verdes y moradas intercaladas con estromatolitos tabulares de espesor
315 decimétrico de remarcable continuidad lateral (por kilómetros) y notable color amarillento a ocre
316 (Fig. 8d, e, g). Las calcarenitas oolíticas (*grainstones* oolíticos, *grainstones* oolíticos-bioclásticos
317 con granos compuestos y *grainstones-rudstones* bioclásticos) forman delgados bancos tabulares
318 a lenticulares que componen paquetes de hasta 0,6-0,9 m de espesor (Fig. 8d-f). Los bancos
319 pueden seguirse lateralmente desde cientos de metros hasta kilómetros. Los topes de los bancos
320 presentan ondulaciones comunes y grietas de desecación (Fig. 8f). Los ooides están bien
321 seleccionados, aunque en ciertos niveles se reconoce una bimodalidad en la distribución de
322 tamaños, en general son esféricos a subesféricos, con diámetros de 350 a 800 μm (Figs. 8f, 9a,
323 b). Predominan las cortezas radial-fibrosas y radial-concéntricas (Fig. 9a, b, c), con extinción en
324 cruz y también se observan ooides con láminas tangenciales. Los núcleos de los ooides están
325 representados por peloides y ostrácodos, pero son comunes los ooides compuestos (Fig. 9c) y
326 aquellos con núcleos indiferenciados o con una única corteza gruesa fibrosa-radial, sin núcleo.
327 Los bioclastos presentes son generalmente gastrópodos indeterminados de gran tamaño (~ 1cm)
328 que se encuentran junto a ooides simples y compuestos y en menor proporción granos micríticos
329 inmersos en un cemento carbonático (Fig. 9d). También son comunes los peloides subesféricos
330 bien redondeados, de 100-200 μm de tamaño.

331 Los estromatolitos que se observan en el miembro superior muestran una laminación
332 macroscópica distintiva con bajo a mediano relieve sinóptico (Fig. 8 g, h). Se trata de
333 estromatolitos planares-crenulados (*mudstones* a *wackstones* microbialíticos pedogenizados y
334 *mudstones/dolomudstones* microbialíticos crenulados) y microdómicos a dómicos coalescentes
335 (*boundstones* microbialíticos peloidales micro-columnares y *boundstones* microbialíticos
336 microdómicos con porosidad fenestral). En general, están formados por la alternancia de láminas

337 microdómicas a dómicas claras y oscuras con espesores que varían entre 0,3 a 8 mm, a veces
338 agrupadas en cuplas simples o incluso en patrones más complejos (Fig. 8g, h). Las láminas claras
339 están compuestas de esparita fibrosa-radial, a veces esferulítica y/o partículas bien
340 seleccionadas como ooides, intraclastos, peloides y bioclastos (ostrácodos). Las láminas oscuras
341 muestran fábricas micríticas-peloidales y de manera localizada pueden tener cuarzo
342 microcristalino y/o yeso (Fig. 9d, e).

343 Los intervalos de granulometrías más finas en el miembro calcáreo superior se reconocen
344 cercanos al tope de la Formación Yacoraite (en los últimos 6-8 m) y están formados por
345 calcipelitas laminadas (*mudstones* grises oscuros a verdosos y *mudstones* laminados
346 evaporíticos) y limo-arcilitas de color rojo oscuro a gris púrpura (Fig. 8h, i). Se disponen en niveles
347 tabulares delgados y son lateralmente continuos a escala kilométrica. Las limo-arcilitas parecen
348 carecer de estructura, pero pueden mostrar una estratificación discontinua o irregular a escala
349 centimétrica, y en ocasiones presentan una textura moteada de color gris amarillento, típica de
350 los rasgos de moteado o marmorización (Fig. 8h, i). Se observaron rasgos verticales que se
351 asemejan a restos de raíces, de escala milimétrica, posiblemente rizolitos (Fig. 8h). Sobre los
352 topes de algunas capas se han reconocido patrones poligonales de agrietamiento de diferentes
353 tamaños, superpuestos entre sí.

354

355 **RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS DE LA FORMACIÓN YACORAITE EN EL ESPINAZO**

356 **DEL DIABLO**

357

358 **Superficie de contacto entre las formaciones Lecho y Yacoraite**

359 *Características descriptivas del contacto basal*

360 En esta localidad (Figs. 3b, 10a), este contacto puede caminar, casi ininterrumpidamente,
361 por aproximadamente 9 km. Se trata de un contacto planar neto, muy diferenciado a escala de
362 mapa o de la observación en imágenes satelitales (Fig. 10a, b, S1), por cuanto el contraste
363 estratofábrico, de color y de los patrones de fracturamiento (diaclasamiento) que afectan a las
364 unidades a ambos lados de dicha superficie son notables. Este contacto separa a una sucesión

365 de eolianitas cuarzosas con estratofábrica gruesa a muy gruesa, perteneciente a la Formación
366 Lecho (Astini et al. 2020), de los carbonatos con estratofábrica delgada y muy delgada de la
367 Formación Yacoraite (Fig. 10a, b). A pesar de su planaridad general a la macroescala (Fig. 10 a),
368 a la mesoescala (escala del afloramiento), el contacto denota una notable irregularidad (Fig. 10c,
369 d). Esta rugosidad se expresa por inflexiones muy marcadas de la superficie que la afectan a
370 manera de surcos cóncavos, que en un gran número de casos se superponen parcial o totalmente
371 con patrones localizados con intensa perturbación del sustrato (Fig. 11a, b, d). Estos rasgos
372 incisivos pueden tener hasta 1 metro de amplitud y relaciones ancho/alto variables de entre 1/1 y
373 1/5 (Fig. 11a, b) y son rellenos con el material que caracteriza a la base de la Formación Yacoraite,
374 es decir carbonatos bioclásticos-oolíticos-arenosos amarillentos a grisáceos (Coppa Vigliocco
375 2023). Estos contrastan claramente con las areniscas cuarzosas blanquecinas bioturbadas del
376 tope de la Formación Lecho, con la que se diferencian composicional y granulométricamente de
377 manera muy significativa como se advierte en las observaciones petrográficas (Fig. 11c, d).

378 La Formación Lecho se destaca por un patrón de megaestratificación cruzada con conjuntos
379 superando los 5 m de espesor de areniscas blanquecinas a amarillentas, cuarzosas, muy bien
380 seleccionadas y redondeadas y, localmente, con rasgos granulométricos de bimodalidad. En los
381 metros cuspidales (últimos 3-5 m), y de manera gradual, se desarrolla una notable variación de
382 color (Figs. 10b, 11c-f) que acompaña a rasgos de bioturbación complejos, que logran borrar por
383 completo la estratificación cruzada, tan típica de la unidad.

384

385 *Fenómenos de perturbación bajo la superficie basal de la Formación Yacoraite*

386 En la observación de detalle (Figs. 10c, d, 11d-f) se reconocen fenómenos de perturbación
387 localizada en forma de patrones nodulares y ortogonales que afectan al sustrato de manera
388 localizada dispuestos perpendicularmente a su espesor, separados por distancias regulares de
389 entre 1 y 5 m. De acuerdo con los rasgos más notables de estas estructuras de clara perturbación
390 se diferencian tres tipos. 1) Un primer conjunto lo forman estructuras tubulares más o menos
391 cilíndricas a suavemente cónicas hacia abajo con diámetros superiores a los 5 cm y disposición
392 perpendicular a la estratificación. A partir del contacto basal se proyectan hacia abajo (con

393 dirección ortogonal a la estratificación) y constan de una superposición de patrones de tubos
394 simples que varían entre 0,5 y 2,5 cm de diámetro, no tabicados, con disminución gradual del
395 diámetro hacia abajo y ocasionales bifurcaciones. 2) Un segundo tipo lo forman tubos con aspecto
396 radicular, de diámetro centimétrico, producto de la ramificación de los tubos de mayor dimensión,
397 algunos de los cuales se disponen horizontales y conectan con otros verticales en T o más
398 raramente diagonales, formando patrones 3D complejos de tipo *boxwork*. Estos también reducen
399 progresivamente su diámetro. 3) pequeños y delicados moldes rectos o sinuosos que ocurren en
400 grupos o individualmente y se conservan en posiciones de crecimiento verticales, inclinados u
401 horizontales y, en ocasiones ramificados a partir de una estructura de mayor diámetro (de tipo 1
402 o 2). Estas estructuras son milimétricas con y largos que alcanzan 0,1 y 0,2 m.

403 En sectores aparece una estructura de mayor diámetro (hasta 5-8 cm) con terminación
404 cónica hacia abajo y longitudes de hasta 0,8 m. Pequeños tubos horizontales aparentan
405 interconectarse con los diseños verticales bifurcados. Este patrón se intensifica con la proximidad
406 a la superficie limitante (Fig. 11b, c, d, e) cuyos rasgos podrían ser el resultado de excavaciones
407 de vertebrados. Todos estos rasgos de bioturbación y, en particular, los patrones verticales de
408 mayor desarrollo, resaltan por contener rellenos ocreos, de carbonatos ferruginosos (Fig. 11e, f),
409 que contrastan con el cemento carbonático esparítico y silíceo de las areniscas. En general, estos
410 rasgos de perturbación no poseen contactos netos, sino que aparecen en corte delgado como
411 perturbaciones localizadas con acumulación diferencial de carbonatos ferruginosos. Aparte de
412 algunos diseños más comparables con estructuras radiculares (rizolitos), se destaca otro conjunto
413 de estructuras tubulares simples (Fig. 11f) de menor diámetro (< 10 mm), de entre 1-10 cm de
414 longitud, con secciones subcirculares, engrosamientos localizados, con terminaciones globosas
415 en forma de cámaras o rellenos meniscados que se superponen con los moteados.

416

417 *Interpretación y significado paleoambiental del contacto basal*

418 La Formación Lecho muestra atributos que permiten suponer que se habría tratado de típicos
419 depósitos eólicos (Fig. 10a, b). Por su continuidad regional y espesores constantes se interpreta
420 como mares de arena (Starck 2011) y depósitos dominados por complejos de barjanes con

421 diversidad de truncamientos internos y frecuentes terminaciones basales en cuña, derivadas de
422 la intercalación de flujos granulares entre depósitos de caída de granos.

423 La variedad de bioturbaciones y patrones verticales registrados en el tope de la Formación
424 Lecho, junto a la naturaleza de sus rellenos y el contexto y posición donde se encuentran, permite
425 establecer comparaciones con patrones pedogenéticos en suelos húmedos (Kraus 1999, Jordan
426 y Mountney 2010) y particularmente de manglares (Plaziat 1995, Kraus y Hasiotis 2006). El hecho
427 de que las perturbaciones no desarrollen contactos netos o con recubrimientos sino graduales,
428 indicaría que se trata de estructuras pedogenéticas que afectaron a un suelo tempranamente. La
429 cementación de las areniscas eólicas y la progresiva participación de cementos ferruginosos en
430 este intervalo es consistente con procesos pedogenéticos que, a su vez, permiten la cementación
431 diferencial y producen cambios de color y de apariencia en el intervalo superior de la Formación
432 Lecho, donde, a pesar de su clara herencia eólica, se borran gradualmente las estructuras
433 mecánicas. Tanto los túneles simples como las trazas meniscadas parecen ser cortados por
434 enjambres de tubos con bifurcaciones en “Y” y “T” y patrones tipo *boxwork*, sugiriendo que
435 podrían corresponder a *Thalassinoides* asociados posiblemente con *Palaeophycus* (Cónsole-
436 Gonella et al. 2012, 2013, Horner et al. 2016).

437 Resulta importante destacar que los sectores intensamente bioturbados, antes descritos,
438 habrían sido localmente aprovechados, por fenómenos de erosión e incisión para formar
439 estructuras de corte y relleno (véase Figs. 10 y 11). Las relaciones de ancho/profundidad iguales
440 o inferiores a 1 denotan un proceso que originó morfologías incisivas, sólo explicables a partir de
441 erosión localizada. Esto queda indicado no sólo por las incisiones, sino también por el contraste
442 litológico y la presencia de clastos del infrayacente acumulados en las incisiones. Además, existe
443 una notable superposición espacial entre los patrones de perturbación afectando la unidad
444 arenosa inferior y las concavidades de la capa basal de la Formación Yacoraite, donde estas
445 concavidades se superponen parcial o totalmente sobre los enjambres de bioturbaciones
446 anidadas. Mientras que el paquete superior de la Formación Lecho luce relativamente masivo y
447 se encuentra afectado por un diaclasamiento ortogonal abierto (clivaje frágil) abajo del contacto,

448 por encima, la Formación Yacoraite se caracteriza por su delgada estratificación, como ha sido
449 mencionado previamente (Fig. 10a).

450 De acuerdo a las características descritas con anterioridad, puede sugerirse una secuencia
451 evolutiva para explicar esta notable relación estratigráfica que caracteriza el inicio de la Formación
452 Yacoraite (Fig. 12, estadios a-e) y que, en la literatura reciente (Mutti et al. 2022, Vallati et al.
453 2023) ha sido pasada por alto. Durante un tiempo, relativamente prolongado, habrían dominado
454 procesos eólicos constructivos, capaces de transportar y depositar arena predominantemente
455 cuarzosa en desiertos arenosos formados por complejos de barjanes, en el marco de un mar de
456 arena. La diversidad de superficies de truncamiento interno de diferente orden indica una
457 prolongada historia de dinámica eólica afectando toda la región del noroeste y, característica de
458 la Formación Lecho (Starck 2011), aunque no siempre son tan evidentes las
459 megaestratificaciones cruzadas que la caracterizan en el perfil de Espinazo del Diablo, como en
460 otros perfiles de la cuenca (por ejemplo, Yavi y Hornocal). Además, esta unidad muestra un
461 importante grado de reciclado (arenas predominantemente cuarzosas), propio de sistemas eólicos
462 desarrollados en paisajes relativamente evolucionados y sin relieve considerable; de lo contrario,
463 las eolianitas deberían ser portadoras de abundantes líticos.

464 La intensa perturbación dada por los patrones de perturbación, rizolitos anidados y trazas
465 superpuestas permiten interpretar una humidificación generalizada (Fig. 12b, c), consistente con
466 un proceso de estabilización general del paisaje. Esto explicaría la intensa pedogénesis
467 registrada al tope de un sistema eólico (cf., Hasiotis y Bown 1992, Hasiotis 2002, 2003, Bedatou
468 et al. 2009, Krapovikas et al. 2016, Genise 2017), que es seguida por el desarrollo de una costa
469 de manglares bajo la influencia de una freática marina salina en un ambiente intermareal (Fig.
470 12d, e) (Abdel Fattah et al. 2010, 2016). Los carbonatos ferruginosos que cementan los sistemas
471 radiculares complejos y sistemas de galerías producto de bioturbación son indicativos de
472 condiciones redox oscilantes, compatibles con momentos de cierta reducción, común de
473 sustratos saturados o inundados. La distribución de los enjambres de rizolitos y sistemas de
474 galerías en 3D superpuestas permiten sugerir costas de manglares (Abdel Fattah y Gringras
475 2020).

476 El desarrollo de un truncamiento neto sobre estos depósitos con presencia de calizas
477 oolíticas-bioclásticas en el perfil del Espinazo del Diablo constituye una evidencia contundente de
478 un proceso transgresivo que produjo erosión y contribuyó a decapitar la historia previa, definiendo
479 un importante hiato depositacional. Es decir, un intervalo temporal de ausencia de depositación
480 en el sistema. Esto es consistente con las características regionales que muestra distintos
481 espesores preservados y diferentes niveles estratigráficos del depósito eólico de la Formación
482 Lecho que se dispone, por debajo de la Formación Yacoraite (Starck 2011), solapando o
483 traslapando regionalmente a la anterior, generando erosión sobre la misma. Las evidencias de
484 erosión e incisión están dadas por las estructuras de corte y relleno (véase Figs. 10c y 11a, b).
485 Las relaciones de ancho/profundidad iguales o inferiores a 1 denotan un proceso que originó
486 morfologías incisivas, sólo explicables a partir de erosión localizada. Esto queda indicado no sólo
487 por las incisiones, sino también por el contraste litológico. La superficie de deslinde entre ambas
488 unidades posee, además, de un notable contraste composicional, una topografía muy marcada,
489 con amplitudes locales del orden de 0,30-0,60 cm de desnivel y depresiones localizadas en forma
490 de surcos erosivos y marmitas (véase ejemplo análogo en Astini y Waisfeld 1995). En cuanto al
491 marcado contraste composicional a ambos lados de la superficie que separa depósitos
492 silicoclásticos amarillentos por debajo y calizas arenosas grises por encima (Fig. 10a); estas se
493 caracterizan por su diversidad de gastrópodos, bivalvos y granos recubiertos (ooides de tamaño
494 variado entre 0,3 y 1 mm) (Figs. 6 d, e y 9a-c) dispuestos en conjuntos con estratificación cruzada
495 de pequeña a mediana escala en bancos tabulares delgados a medianos (Fig. 6a, b, c).
496 Inmediatamente, por encima de la superficie neta del contacto, resalta la presencia de clastos,
497 hileras de clastos o agrupamientos de clastos diferencialmente acumulados en ondulaciones o
498 depresiones dispuestos por debajo del nivel medio de la superficie o en los centímetros basales
499 del depósito calcarenítico que, asimismo, posee numerosos granos de cuarzo bien redondeados,
500 aunque algo corroídos, suspendidos entre los bioclastos y ooides. También se han encontrado
501 clastos de cuarzo de hasta 3 y 4 cm de diámetro muy bien redondeados y pulidos dentro de los
502 niveles basales que apoyan sobre el contacto (Fig. 10g, h).

503 El intervalo descrito en el Espinazo del Diablo y sus patrones de bioturbación permiten
504 sostener que entre la etapa árida eólica y el evento transgresivo se habría desarrollado una
505 estabilización del sistema eólico a partir de colonización vegetal y generación de suelos. Esto
506 podría vincularse con una situación de mejoramiento climático con condiciones más favorables
507 al desarrollo de vegetación y colonización de insectos del tipo de las hormigas-termiteros, que
508 localmente modificaron, por completo, la herencia eólica. No obstante, la superficie de
509 biselamiento asociada con la transgresión marina habría modificado la paleogeografía de una
510 manera sustancial. Esto implica que la ausencia de este horizonte cuspidal intensamente
511 perturbado en otras localidades de la Formación Lecho puede indicar un truncamiento erosivo
512 parcial o total, más allá de las variaciones paleogeográficas espaciales vinculadas con entrantes
513 y saliencias de la línea de costa y con la posición de parches de arena estabilizados y otros aún
514 activos.

515 El carácter neto de la superficie de biselamiento (Posamentier y Vail 1988, Bhattacharya
516 1993, Posamentier y Allen 1999) y su geometría y contraste litofacial a ambos lados implican una
517 notable discontinuidad erosiva que debe explicarse adecuadamente y no puede ser atribuida a
518 una simple expansión lacustre. La superficie registrada en el contacto entre las formaciones
519 Lecho y Yacoraite podría entonces ser interpretada no solo como resultado de una etapa
520 erosional del sistema, sino también de un hiato en el sentido de ausencia de depositación, que
521 podría corresponder al momento paroxístico de la estabilización del sistema. Este tipo de
522 discontinuidades han sido analizadas reiteradamente como producto de etapas transgresivas en
523 contextos de mares epicontinentales que aparte del contraste de facies pueden explicar la
524 naturaleza erosiva del biselamiento. Las superficies de biselamiento (*ravinement surface*) (Swift
525 1968, Embry 1995, Galloway 2001, Catuneanu 2006, Zecchin y Catuneanu 2013, Zecchin et al.
526 2019) también conocidas como superficies de erosión transgresivas (Posamentier y Vail 1988,
527 Bhattacharya 1993, Posamentier y Allen 1999) o diastemas fuentes (Thorne y Swift 1991)
528 constituyen superficies de gran importancia estratigráfico secuencial porque son esculpidas por
529 el avance del mar en el sistema costero durante etapas transgresivas. Específicamente, resultan

530 de la erosión retrocedente que genera la mayor pendiente de la cara de playa y la rompiente del
531 oleaje al avanzar sobre sistemas costeros o depósitos previos durante una incursión marina.

532

533 **Superficie de contacto entre las formaciones Yacoraite y Mealla**

534 *Características descriptivas del contacto superior*

535 Tan relevante como el contacto basal de la Formación Yacoraite, cuyo valor estratigráfico se
536 destaca en el apartado anterior, es el contacto superior con la Formación Mealla (Fig. 13 a, b).
537 Este último constituye un rasgo de gran importancia a escala de cuenca, tanto desde una
538 perspectiva paleoambiental como en términos de la división estratigráfica de la cuenca. Este
539 cambio estratigráfico registra el paso del Subgrupo Balbuena al Subgrupo Santa Bárbara dentro
540 del Grupo Salta, y es particularmente notable en el perfil de Espinazo del Diablo debido a la
541 ausencia de la Formación Tunal/Olmedo (Moreno 1970, Palma 1986, Salfity y Marquillas 1994
542 del Papa y Salfity 1999, Quattrocchio y Volkheimer 2000, Vallati et al. 2023).

543 Los últimos metros de la Formación Yacoraite están caracterizados por una alternancia entre
544 calcipelitas laminadas (*mudstones* grises a verdosos) y limo-arcilitas de color rojo oscuro a
545 morado que forman intervalos de escala decimétrica junto a niveles calcareníticos y microbiales
546 delgados (Fig. 8f-i). Estos niveles se encuentran bioturbados como lo sugiere la preservación de
547 estructuras en forma de tubos. El paso de la Formación Yacoraite a la Formación Mealla en la
548 sección de Espinazo del Diablo, se caracteriza en cambio, por la súbita aparición de margas rojas
549 oscuras a púrpuras, bien estratificadas y con finas intercalaciones de areniscas arcillosas rojizas
550 bien consolidadas (Fig. 13a-c). A 1,5 m de la base, una toba blanca de 10 cm de espesor resalta
551 y se dispone tabularmente con continuidad de escala mapeable.

552 La Formación Mealla se define, en general, por depósitos clásticos rojos con espesores que
553 varían alrededor de 200 m, aunque en algunas localidades pueden alcanzar hasta 400 m (Moreno
554 1970, Palma et al. 1986, Salfity y Marquillas 1997). En la Subcuenca Tres Cruces, se destaca un
555 marcado carácter arcilloso en el intervalo basal (Fig. 13a, b, c), atribuible a su posición central en
556 la cuenca. Hacia los bordes de cuenca, esta característica cambia hacia litologías clásticas más
557 gruesas, con presencia de ocasionales conglomerados finos. En el sur y oeste, en el entorno de

558 las subcuencas de Metán-Alemanía y Sey, se reconocieron niveles de halita intercalados con
559 limo-arcilitas rojas.

560 El intervalo superior de la Formación Mealla se caracteriza por intercalaciones de arcilitas y
561 limolitas de coloración gris-verdosa junto a areniscas finas blancas y calizas estromatolíticas. Este
562 nivel es considerado de importancia cronoestratigráfica y fue denominado Faja Gris (Cazau et al.
563 1976, Gómez Omil et al. 1989, del Papa et al. 2022).

564

565 *Interpretación y significado paleoambiental del contacto superior*

566 Una dinámica de cuerpos lacustres fluctuantes se propone para explicar los depósitos
567 cuspidales de la Formación Yacoraite, formados principalmente por niveles pelíticos multicolores,
568 lentes de areniscas finas y carbonatos junto a intervalos muy delgados de pelitas negras que
569 podrían haber resultado de momentos de lagos meromícticos con estratificación de la columna
570 de agua con una batimetría muy baja y en consistencia con climas áridos. Las delgadas
571 intercalaciones de carbonatos indicarían momentos de mayor productividad carbonática, es decir,
572 mayor alcalinidad y saturación en iones de carbonato de calcio (Carroll y Bohacs 1997, Bohacs
573 et al 2000, Renault y Gierlowski-Kordesch 2010), posiblemente controlada por la interrupción del
574 suministro detrítico al sistema lacustre, comportándose por un tiempo como un lago cerrado, lo
575 que sugiere que este entorno depositacional se secaba e inundaba periódica o localmente. Estas
576 condiciones estarían relacionadas a periodos de clima árido con momentos de predominio de
577 facies carbonáticas con la generación de sistemas estromatolíticos en zonas litorales y
578 desarrollos comparables a los formados en Green River Lake Formation (Eugster y Surdam 1973,
579 Gierlowski-Kordesch y Park 2004, Frantz et al. 2014, Smith y Carroll 2015). Mientras que los
580 depósitos de grano fino se habrían formado en condiciones de baja energía por decantación en
581 las zonas infralitorales en un ambiente lacustre (Bohacs et al. 2000).

582 Las estructuras en forma de tubos, interpretadas como bioturbaciones, podrían indicar la
583 ausencia de estratificación permanente de la columna de agua del lago y buena oxigenación
584 (Tucker y Wright 1990). Los intervalos de limo-arcilitas multicolores, en ocasiones presentan una
585 textura moteada de color gris amarillento, típica de los rasgos de marmorización (Freytet y

586 Verrecchia 2002, Alonso-Zarza y Wright 2010) inducidos por fluctuaciones de las condiciones de
587 oxido-reducción. Estas expresiones se habrían generado en una planicie de inundación de lagos
588 efímeros, con fluctuaciones periódicas del nivel freático, y esto, junto con las trazas de posibles
589 raíces y rizolitos, indicaría una fase prolongada de exposición subaérea que habría dado lugar al
590 desarrollo de paleosuelos (Deschamps et al. 2020, Vallati et al. 2023). También como
591 consecuencia de la contracción del cuerpo de agua, habría tenido lugar en las planicies lacustres
592 la precipitación de sulfatos y sales de carácter desplazativo reflejando diferentes grados de
593 salinidad (Fig. 9f) (Kendal 1992, Demicco y Hardie 1994, Deschamps et al. 2020).

594 La Formación Mealla representaría en líneas generales, un depósito fluvial y lacustre de
595 extensión regional donde predominaron los arroyos que dieron lugar a sistemas canalizados,
596 desde ríos meandriformes de grano fino (pelíticos) hasta ríos entrelazados arenosos (Palma et
597 al. 1986, Palma 1988, del Papa y Salfity 1999, del Papa et al. 2022). En este contexto, se
598 desarrollaron con frecuencia niveles muy bioturbados con marca de raíces y grietas de
599 desecación interpretados como paleosuelos y sugiriendo prolongados periodos de exposición
600 subaérea (Fig. 13d, e).

601 En relación a la superficie de contacto entre las Formaciones Yacoraite y Mealla, ésta es de
602 tipo paraconcordante y fue interpretada por Moreno (1986) como una transición rápida
603 considerando continuidad estratigráfica entre ambas formaciones. Se trata de una superficie
604 planar paralela, de continuidad regional o al menos a escala de subcuenca (Fig. 13a, b). De
605 hecho, es una superficie de discontinuidad que registra, por debajo, facies subacuas
606 particularmente limo-arcillitas multicolores, calcipelitas y calcarenitas, y por encima, facies
607 subaereas donde las limoarcillitas rojas oscuras y moradas se encuentran afectadas por notables
608 evidencias de pedogénesis.

609

610 **DISCUSIÓN**

611 **¿Para qué definir un hipoestratotipo de la Formación Yacoraite en el perfil Espinazo**
612 **del Diablo?**

613 Trabajos previos en la subcuenca Tres Cruces han destacado las características
614 estratigráficas del perfil de Espinazo del Diablo, así como de otras localidades de la subcuenca
615 (Marquillas 1985, Boll et al. 1989, Hernandez et al. 2008, Mutti et al. 2022). Sin embargo, al
616 presente y por una razón histórica (principio de prioridad, CAE, 1992, p. 14, artículo 17) y de usos
617 y costumbres, se mantiene como estratotipo a un perfil incompleto, expuesto sobre el río
618 Yacoraite, de donde la unidad toma su nombre. La propuesta de este estudio es designar al perfil
619 de Espinazo del Diablo como un hipoestratotipo y sección de referencia principal de acuerdo a su
620 buena accesibilidad, excepcionales características de los afloramientos (continuidad de las
621 exposiciones, continuidad lateral de los afloramientos y variabilidad litológica de colores y
622 composiciones que permiten resaltar la unidad) y relaciones estratigráficas de base y techo. El
623 perfil de la Formación Yacoraite en el cordón del Espinazo del Diablo sobre la ruta provincial N°
624 14 sirve de acceso a Mina Aguilar (por Coraya y Casa Grande) desde Humahuaca y constituye
625 una de las sucesiones aflorantes más completas de la cuenca. En esta unidad, su significativo
626 espesor la hace claramente mapeable a diversas escalas y sus relaciones de base y techo
627 pueden describirse y analizarse. Su color gris amarillento resalta del entorno blanquecino de la
628 infrayacente Formación Lecho y la suprayacente Formación Mealla, de color rojizo oscuro,
629 resaltando como un crestón sobresaliente del entorno, claramente identificable en imágenes
630 satelitales. Sus notorias y excelentes relaciones de base y techo, caracterizadas en las secciones
631 previas, le confieren en esta localidad las características suficientes como para ser considerada
632 como un perfil de referencia auxiliar para el análisis de la cuenca en el noroeste argentino.

633 La revisión del estratotipo originalmente definido por Groeber (1952), en la margen izquierda
634 de la quebrada de Yacoraite, en el cerro Pollera de la Coya (también conocido como mesón de
635 Yacoraite) ubicado a unos 9 km al noroeste de la localidad de Huacalera (Quebrada de
636 Humahuaca) en la provincia de Jujuy, confirma no sólo la dificultad de acceso al mismo, sino sus
637 relaciones estratigráficas incompletas. De acuerdo con Groeber (op. cit.), el perfil incluye en su
638 base “areniscas calcáreas amarillentas y grises” que corresponderían a las capas de la Formación
639 Lecho. Además, el perfil carece de una relación de techo, dado que la unidad aflora al tope de
640 una mesada. Esto pone de manifiesto que la elección de la localidad tipo y, por ende, del

641 estratotipo de la Formación Yacoraite, posee difícil accesibilidad, carece de relaciones
642 estratigráficas claras (dudosa relación de base y sin relación de techo), no permite estudiar las
643 relaciones de continuidad lateral de manera confiable, y además, registra un espesor
644 notablemente disminuido (<150 m).

645 Por todas estas razones, se sugiere designar al perfil del Espinazo del Diablo como un
646 hipoestratotipo (o perfil de referencia auxiliar) siguiendo las normas del Código Argentino de
647 Estratigrafía (CAE, 1992). Que esta sección sea considerada una “sección de referencia
648 principal”, en el sentido del Código Norteamericano de Estratigrafía (NASC, 2005, Artículo 8e), es
649 coincidente con la propuesta de denominarlo como hipoestratotipo. Según el código internacional
650 de estratigrafía (ISSC, 1976, p. 26; 1994, p. 28) y su adaptación argentina del año 1992 (CAE,
651 1992, p. 13, artículo 15.7.), se aclara que constituye un estratotipo auxiliar propuesto con
652 posterioridad a la designación del holoestratotipo (y eventuales paraestratotipos) con la finalidad
653 de ampliar el conocimiento de la unidad y las características de sus límites estratigráficos. Este
654 último constituye un problema crítico al servir el límite cuspidal de la unidad, también como límite
655 de una unidad de mayor rango (límite entre los subgrupos Balbuena y Santa Barbara, Vilela 1956,
656 *nom. transl.* Moreno 1970). La designación de un hipoestratotipo se recomienda a los efectos de
657 extender el conocimiento sobre la unidad a otras regiones geográficas (ISSC, 1976, p. 26; 1994,
658 p. 28). Si bien, el contacto basal se encuentra excepcionalmente bien expuesto en casi todas las
659 localidades de la Subcuenca Tres Cruces (Coppa Vigliocco 2023), es en el perfil del Espinazo del
660 Diablo, donde sus rasgos son más significativos y es por eso que se propone como estratotipo de
661 límites (CAE, 1992, p. 13, artículo 15.2.). Los estratotipos de límite inferior y superior de la unidad
662 se exponen sobre la ruta provincial N° 14 en los puntos 23°13'23.59" S-65°35'34.80" O y
663 23°13'18.83" S-65°35'23.35" O, respectivamente.

664 Vale remarcar, asimismo, que en el cordón del Espinazo del Diablo la Formación Yacoraite
665 aflora con una continuidad lateral de aproximadamente 9 kilómetros permitiendo realizar estudios
666 litofaciales, de geometría y caracterización de sus contactos, con relativa facilidad, como en
667 ninguna otra parte de la cordillera oriental. A diferencia del perfil expuesto sobre los flancos del

668 anticlinorio de Tres Cruces, recientemente estudiado por Vallati et al (2023), en esta localidad la
669 unidad carece de deformación.

670

671 **CONCLUSIONES**

672 En este trabajo se define un hipoestratotipo para la conocida Formación Yacoraite que reviste
673 un horizonte guía característicamente carbonático y amarillento en el noroeste argentino. Este
674 perfil auxiliar está formidablemente expuesto sobre un corte del camino provincial N° 14,
675 transversal al cordón del Espinazo del Diablo, y constituye una sección de referencia principal
676 para el análisis estratigráfico de la unidad. En este perfil pueden diferenciarse cinco miembros
677 informales y la unidad se separa de la infrayacente Formación Lecho y la suprayacente Formación
678 Mealla por sendas discontinuidades. Estos miembros son: a) el miembro calcáreo inferior de la
679 Formación Yacoraite de 53 m de espesor, b) el miembro pelítico inferior mide 23 m, c) el miembro
680 calcáreo intermedio con un espesor de 90 m, d) el miembro pelítico superior de 15 m de espesor
681 y e) el miembro calcáreo superior de 34 m de espesor.

682 La superficie basal que pone en contacto a las formaciones Lecho y Yacoraite, se trata de un
683 contacto planar neto que presenta irregularidades con incisiones de hasta un metro de amplitud
684 y rellenos por carbonatos bioclásticos-oolíticos-arenosos amarillentos a grisáceos. Estos
685 contrastan claramente con las areniscas cuarzosas blanquecinas bioturbadas del tope de la
686 Formación Lecho. Profusos patrones de perturbación afectan la unidad arenosa inferior y las
687 concavidades de la capa basal de la Formación Yacoraite mostrando etapas de humidificación
688 del sistema y se interpretan momentos de ausencia de depositación sedimentaria superpuestos
689 en una superficie compleja. El carácter neto de la superficie de biselamiento, su geometría y
690 contraste litofacial a ambos lados implican una notable discontinuidad erosiva difícilmente
691 interpretada como una expansión lacustre, sino más bien por el carácter transgresivo de una
692 ingresión marina.

693 El contacto entre las formaciones Yacoraite y Mealla marca un notable cambio litofacial
694 representado por calcipelitas laminadas y limo-arcilitas de color rojo oscuro a morado de la
695 Formación Yacoraite, interpretada como lagos efímeros. La Formación Mealla se caracteriza por

696 la súbita aparición de margas rojas oscuras a púrpuras, bien estratificadas y con finas
697 intercalaciones de areniscas arcillosas rojizas bien consolidadas de ambientes de ríos
698 entrelazados y sistemas lacustres. Este cambio estratigráfico registra el paso del Subgrupo
699 Balbuena al Subgrupo Santa Bárbara dentro del Grupo Salta, y es particularmente notable en el
700 perfil de Espinazo del Diablo. La superficie de contacto entre las formaciones Yacoraite y Mealla,
701 se trata de una superficie planar paralela, de continuidad regional o al menos a escala de
702 subcuenca. Es una superficie de tipo paraconcordante y fue interpretada como una transición
703 rápida considerando continuidad estratigráfica entre ambas formaciones.

704 Finalmente, en esta contribución se discute designar al perfil del Espinazo del Diablo como
705 un hipoestratotipo (o perfil de referencia auxiliar) siguiendo las normas del Código Argentino de
706 Estratigrafía (CAE, 1992), sugiriendo además que esta sección sea considerada una “sección de
707 referencia principal” o hipoestratotipo, en el sentido del Código Norteamericano de Estratigrafía
708 (NASC, 2005, Artículo 8e) con la finalidad de ampliar el conocimiento de la unidad y las
709 características de sus límites estratigráficos.

710

711 **AGRADECIMIENTOS**

712 Esta contribución tuvo la financiación y el apoyo del instituto CICTERRA (Centro de
713 Investigaciones en Ciencias de la Tierra), CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones
714 Científicas y Técnicas) y SECYT (Secretaría de Ciencia y Tecnología-Universidad Nacional de
715 Córdoba). Reconocemos a los técnicos del CICTERRA por su continuo trabajo para promover y
716 desarrollar investigación científica de alto nivel. Agradecemos especialmente a los revisores
717 Paolo Citton (Universidad Nacional de Río Negro) y a Ignacio Díaz-Martínez (Universidad de
718 Cantabria) por sus muy valiosas revisiones que mejoraron notablemente la versión final de
719 nuestro trabajo. Agradecemos fundamentalmente al Editor Silvio Casadío por sus revisiones y
720 recomendaciones finales del trabajo.

721

722

723

724 **Referencias bibliográficas**

- 725 Abdel-Fattah, Z.A., y Gingras, M.K. 2020. Origin of compound biogenic sedimentary structures in
726 Eocene strata of Wadi El-Hitan universal heritage area, Fayum, Egypt: Mangrove roots or not?
727 Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 560: 110048.
- 728 Abdel-Fattah, Z.A., Gingras, M.K., Caldwell, M.W., Pemberton, S.G., y MacEachern, J.A. 2016. The
729 Glossifungites Ichnofacies and sequence stratigraphic analysis: A case study from Middle to
730 Upper Eocene successions in Fayum, Egypt. Ichnos, 23(3–4): 157–179.
- 731 Abdel-Fattah, Z.A., Gingras, M.K., Caldwell, M.W., y George Pemberton, S. 2010. Sedimentary
732 environments and depositional characteristics of the Middle to Upper Eocene whale-bearing
733 succession in the Fayum Depression, Egypt. Sedimentology, 57(2): 446–476.
- 734 Aguirre-Urreta, B., Tunik, M., Naipauer, M., Pazos, P., Ottone, E., Fanning, M., y Ramos, V.A. 2011.
735 Malargüe Group (Maastrichtian–Danian) deposits in the Neuquén Andes, Argentina: implications
736 for the onset of the first Atlantic transgression related to Western Gondwana break-up.
737 Gondwana Research, 19(2), 482-494.
- 738 Alonso, R.N. 2007. Dinosaurios salteños y argentinos: un fascinante capítulo en la historia de la
739 Tierra: Salta. Argentina, Crisol Ediciones-UNSa-CONICET, 283 p, Salta.
- 740 Alonso-Zarza, A.M., y Wright, V.P. 2010. Palustrine carbonates. Developments in Sedimentology,
741 61: 103–131.
- 742 Astini, R.A., Coppa Vigliocco, A., y Gómez, F.J. 2020. Una cuña marina dominada por mareas en
743 la base de la Formación Lecho en el extremo noroeste argentino. Revista de la Asociación
744 Geológica Argentina, 77(2): 271–295.
- 745 Bedatou, E., Melchor, R.N., y Genise, J.F. 2009. Complex palaeosol ichnofabrics from Late Jurassic-
746 Early Cretaceous volcanoclastic successions of Central Patagonia, Argentina. Sedimentary
747 Geology, 220: 74–102.
- 748 Benedetto, J.L., y Sanchez, T.M. 1972. *Coelodus toncoensis* nov. sp. (Pisces, Holostei,
749 Pycnodontiformes) de la Formación Yacoraite (Cretácico Superior) de la Provincia de Salta.
750 Ameghiniana, 9(1): 59–71.

- 751 Bento-Freire E. 2012. Caracterização estratigráfica em alta resolução das sequências calcárias de
752 origem microbiana do intervalo paleocênico da Formação Yacoraite (Sequência Balbuena IV)
753 na região de Salta - Argentina. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal
754 do Rio de Janeiro, 243 p, Rio de Janeiro.
- 755 Bohacs, K.M., Carroll, A. R., Neal, J. E., Mankiewicz, P. J., Gierlowski-Kordesch, E. H., y Kelts, K.
756 R. 2000. Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated sequence-
757 stratigraphic-geochemical framework. *Lake basins through space and time: AAPG Studies in*
758 *Geology*, 46: 3–34.
- 759 Boll, A., Gomez Omil., R. y Hernández, R. 1989. Síntesis estratigráfica del grupo Salta. Gerencia
760 general de Exploración YPF. Inédito YPF, 127 p, Buenos Aires
- 761 Boll, A., y Hernández, R.M. 1985. Área Tres Cruces. Provincia de Jujuy. Análisis estratigráfico-
762 estructural. Evaluación con objetivo exploratorio. Inédito YPF, 66 p, Buenos Aires.
- 763 Camoin, G., Casanova, J., Rouchy, J.M., Blanc-Valleron, M.M., y Deconinck, J.F. 1997.
764 Environmental controls on perennial and ephemeral carbonate lakes: the central palaeo-Andean
765 Basin of Bolivia during Late Cretaceous to early Tertiary times. *Sedimentary Geology*, 113 (1–
766 2): 1–26.
- 767 Carroll, A.R., y Bohacs, K.M. 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic
768 and climatic controls: *Geology*, 27: 99–102.
- 769 Cazau, L. B., JO, G., y Cellini, N. 1976. El Subgrupo Santa Barbara (Grupo Salta) en la porción
770 oriental de las provincias de Salta y Jujuy. VI Cong. Geol. Arg. Bahia Blanca, 1: 341-356, Buenos
771 Aires.
- 772 Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., y Ramos, V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the
773 Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, 18(3-4): 303–332.
- 774 Cónsole-Gonella C.A., y Marquillas R.A. 2014. Bioclaustration trace fossils in epeiric shallow marine
775 stromatolites: the Cretaceous-Paleogene Yacoraite Formation, North-western Argentina.
776 *Lethaia*, 47(1):107-119.
- 777 Cónsole-Gonella, C., de Valais, S., Marquillas, R.A., y Sánchez, M.C. 2017. The Maastrichtian–
778 Danian Maimará tracksite (Yacoraite Formation, Salta Group), Quebrada de Humahuaca,

779 Argentina: environments and ichnofacies implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology,*
780 *Palaeoecology*, 468: 327–350.

781 Cónsole-Gonella, C., Díaz-Martínez, I., Citton, P., y de Valais, S. 2021. New record of Late
782 Cretaceous vertebrate tracks from the Yacoraite Formation (Juella, Quebrada de Humahuaca,
783 northwestern Argentina): aerial drone survey, preservation and sedimentary context. *Journal of*
784 *South American Earth Sciences*, 107: 103116.

785 Cónsole-Gonella, C., Griffin, M., Cione, A., Cavalli, S.G., y Aceñolaza, F.G. 2012. Paleontología de
786 la Formación Yacoraite (Maastrichtiano-Daniano) en el ámbito de la Subcuenca de Tres Cruces,
787 Cordillera Oriental de la provincia de Jujuy, Argentina. *XIII Reunión Arg. Sedim.*, 45–56.

788 Cónsole-Gonella, C.A., de Valais, S., Sánchez, M., Marquillas, R., y Herrera Oviedo, P. 2013.
789 Icnocenos de vertebrados e invertebrados en el Subgrupo Balbuena (Maastrichtiano-
790 Daniano), Quebrada de Humahuaca, noroeste argentino. *II Simposio Latinoamérica de*
791 *Ichología*, 34 p.

792 Coppa Vigliocco, A. 2023. Estudio litofacial, petrológico y geoquímico de la Formación Yacoraite
793 (Noroeste argentino). Tesis doctoral. Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 477 p,
794 Córdoba.

795 Coppa Vigliocco, A., Astini, R.A., y Gomez, F.J. 2022. Atypical ooid diversity in the Upper Cretaceous
796 Yacoraite Formation, Argentina. *Sedimentology*, 69(6): 2642–2675.

797 de Valais S., y Cónsole-Gonella C. 2019. An updated review of the avian footprint record from the
798 Yacoraite Formation (Maastrichtian-Danian), Northwestern Argentina. *Ichnos*, 26(3):224-241.

799 del Papa C.E., y Salfity J.A. 1999. Non-marine Paleogene sequences, Salta Group, Northwest
800 Argentina. *Acta Geológica Hispánica*, 34: 105–122.

801 del Papa, C., Babot, J., Dahlquist, J., López, D. G., Deraco, V., Herrera, C., Bertelli, S., Rougier, G.
802 W., y Giannini, N. P. 2022. Toward a chronostratigraphy of the Paleocene-Eocene sedimentary
803 record in northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 113, 103677.

804 Demicco, R.V., y Hardie, L.A. 1994. Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow
805 marine carbonates. *SEPM atlas series*, 1: 265.

806 Deschamps, R., Rohais, S., Hamon, Y., y Gasparrini, M. 2020. Dynamic of a lacustrine sedimentary
807 system during late rifting at the Cretaceous–Palaeocene transition: Example of the Yacoraite
808 Formation, Salta Basin, Argentina. *The Depositional Record*, 6(3): 490–523.

809 Díaz-Martínez, I., de Valais, S., y Cónsole-Gonella, C. 2016. First evidence of Hadro-sauropodus in
810 Gondwana (Yacoraite Formation, Maastrichtian-Danian), northwestern Argentina. *Journal of*
811 *African Earth Sciences* 122: 79–87.

812 Disalvo, A., Schelotto, R.M.L., Omil Gómez, R., Hoffman, C., Benítez, J., y Hurtado, S. 2002. Rocas
813 reservorio de las cuencas productivas argentinas. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de
814 Hidrocarburos, Mar del Plata 2002. IAPG (Instituto Argentino de Petróleo y Gas): 717–738.

815 Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures: 108–121.

816 Embry, A. F., y Klovan, J. E. 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT.
817 *Bulletin of Canadian petroleum geology* 19(4), 730-781.

818 Escobar, J.A., Bona, P., Paulina Carabajal, A., y Gasparini, Z. 2018. Redescrición del cráneo de
819 un ejemplar de *Dolichochampsa minima* (Crocodyliformes) del Cretácico Superior del Noroeste
820 argentino: ¿Es realmente un cocodrilo eusuquío? *Publicación Electronica de la Asociación*
821 *Paleontológica Argentina* 18(2): R24.

822 Eugster, H. P., y Surdam, R. C. 1973. Depositional environment of the Green River Formation of
823 Wyoming: a preliminary report. *Geological Society of America Bulletin*, 84(4), 1115-1120.

824 Fernandez, J. 1975. Consideraciones sobre el clima, la flora y la fauna cenozoicas y sobre la
825 presencia del hombre temprano en las montañas del Noroeste Argentino y borde occidental del
826 Chaco (Resumen). *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, 4(3), 157-172.

827 Flügel, E. 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application*. Springer,
828 Berlin, 976 pp.

829 Franke, D., Neben, S., Ladage, S., Schreckenberger, B., y Hinz, K. 2007. Margin segmentation and
830 volcano-tectonic architecture along the volcanic margin off Argentina/Uruguay, South Atlantic.
831 *Marine Geology*, 244: 46–67,

832 Frantz, C.M., Petryshyn, V.A., Marenco, P.J., Tripathi, A., Berelson, W.M., y Corsetti, F.A. 2014.
833 Dramatic local environmental change during the Early Eocene Climatic Optimum detected using

834 high resolution chemical analyses of Green River Formation stromatolites. *Palaeogeography,*
835 *Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 405: 1–15.

836 Freytet, P., y Verrecchia, E.P. 2002. Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview.
837 *Journal of Paleolimnology*, 27: 221–237.

838 García, A.H.P., Klinger, L.F., Giménez, M.E., y Ruiz, F. 2016. Geodinámica de la subcuenca Lomas
839 de Olmedo, noroeste argentino, interpretada a partir de un modelo de compensación local y del
840 análisis estadístico de datos gravimétricos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 33(1):
841 49–58.

842 Gasparini, Z., y Buffetaut, E. 1980. Nuevos cocodrilos Eusuchia del Cretácico tardío de la provincia
843 de Salta (Argentina). *Ameghiniana*, 17(1), 10-10.

844 Genise, J.F. 2017. *Ichnoentomology: Insect Traces in Soils and Paleosols*. *Topics in Geobiology*,
845 37, 695 p. Springer.

846 Gierlowski-Kordesch, E.H., y Park, L.E. 2004. Comparing species diversity in the modern and fossil
847 record of lakes. *Journal of Geology*, 112: 703–717.

848 Gómez-Omil, R., y Boll, A. 2005. Cuenca Cretácica del Noroeste Argentino. *Frontera Exploratoria*
849 *de la Argentina*: 63–76.

850 González, M.A., Pereyra, F., Ramallo E., y Tchilinguirian P. 2003. Hoja Geológica 2366-IV, Ciudad
851 de Libertador General San Martín, provincias de Jujuy y Salta. Instituto de Geología y Recursos
852 Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Programa Nacional de Cartas Geológicas de
853 la República Argentina 1:250000. Boletín 274, 109 p. Buenos Aires.

854 Groeber, P. 1953. Ándico. In: Groeber, P., Stipanovic, P.N., and Mingramm, A. (eds.), *Geografía de*
855 *la República Argentina*. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, Tomo 2: 349-351, Buenos
856 Aires.

857 Grosso, S., López, R., Vergani, G., y O'leary, S. 2013. Naturally fractured carbonate reservoirs in
858 the Caimancito Oilfield (Yacoraite Formation), Cretaceous basin of northwestern Argentina.
859 *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 70: 53–69.

860 Guler, M. V., Estebenet, M. S. G., Navarro, E. L., Fuentes, S., Cuitiño, J. I., Palazzesi, L., Pérez
861 Panera, J. P. y Barreda, V. 2021. Miocene Atlantic transgressive-regressive events in

862 northeastern and offshore Patagonia: A palynological perspective. *Journal of South American*
863 *Earth Sciences*, 109, 103239.

864 Haq, B. U., y Huber, B. T. 2017. Anatomy of a eustatic event during the Turonian (Late Cretaceous)
865 hot greenhouse climate. *Science China Earth Sciences* 60, 20-29.

866 Haq, B.U. 2014. Cretaceous eustasy revisited. *Global and Planetary change*, 113: 44–58.

867 Hasiotis, S.T. 2000. The invertebrate invasion and evolution of Mesozoic soil ecosystems: the
868 ichnofossil record of ecological innovations. En *Phanerozoic terrestrial ecosystems*, Gastaldo
869 R.A. y DiMichele, W.A. (Eds). *The Paleontological Society Papers*, 6: 141–170.

870 Hasiotis, S.T. 2003. Complex ichnofossils of solitary to social soil organisms: understanding their
871 evolution and roles in terrestrial paleoecosystems. *Palaeogeography, Palaeoclimatology,*
872 *Palaeoecology*, 192: 259–320.

873 Hasiotis, S.T., y Bown, T.M. 1992. Invertebrate trace fossils: The backbone of Continental Ichnology.
874 En *Trace Fossils: Their Paleobiological Aspects*, Maples, C. y West, R. (Eds.). *Paleontological*
875 *Society Short Course*, 5: 64–104.

876 Hay, W. W. 1995. Cretaceous paleoceanography. *Geologica Carpathica*, 46(5), 257-266.

877 Hernández, M., y Franzese, J. R. 2017. The fracture patterns of the Tin Tin anticline: Fracturing
878 process during the foreland evolution in the Calchaquí Valley, northwestern Argentina. *Journal*
879 *of Structural Geology*, 96, 54-64.

880 Hernández, R., Disalvo, A., Boll, A., y Gómez-Omil, R. 1999. Estratigrafía secuencial del Grupo
881 Salta, con énfasis en las subcuencas de Metan-Alemania, noroeste argentino. *Relatorio 14°*
882 *Congreso Geológico Argentino*: 264–284. Salta.

883 Hernández, R., Gómez-Omil, R., y Boll, A. 2008. Estratigrafía, tectónica y potencial petrolero del rift
884 Cretácico en la provincia de Jujuy. *Actas 17° Congreso Geológico Argentino*, Coira, B. y
885 Zappettini, E. (Eds.): 207–232. Jujuy.

886 Horner, R. J., Wiest, L. A., Buynevich, I. V., Terry, D. O., y Grandstaff, D. E. 2016. Chemical
887 composition of *Thalassinoides* boxwork across the marine K–PG boundary of central New
888 Jersey, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 86 (12), 1444-1455.

889 Jordan, O.D., y Mountney, N.P. 2010. Styles of interaction between aeolian, fluvial and shallow
890 marine environments in the Pennsylvanian to Permian lower Cutler beds, south-east Utah, USA.
891 *Sedimentology*, 57(5): 1357–1385.

892 Kendall G.St., y Skipwith, Bt. 1969. Geomorphology of a recent shallow-water carbonate province:
893 Khor al Bazam, Trucial Coast, Southwest Persian Gulf. *Geological Society of America Bulletin*,
894 80(5): 865–892.

895 Krapovickas, V., Mángano, M.G., Buatois, L.A., y Marsicano, C.A. 2017. Integrated Ichnofacies
896 models for deserts: Recurrent patterns and megatrends. *Earth-Science Reviews*, 157: 61–85.

897 Kraus, M.J. y Hasiotis, S.T. 2006. Significance of different modes of rhizolith preservation to
898 interpreting paleoenvironmental and paleohydrologic settings: examples from Paleogene
899 paleosols, Bighorn Basin, Wyoming, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 76(4): 633–646.

900 Kraus, M.J., 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth-Science*
901 *Reviews*, 47(1–2): 41–70.

902 Marquillas, R.A., y Matheos, S D. 2000. Catodoluminiscencia de la Formacion Yacoraite (Cretacico
903 Superior) de la Puna Argentina. *Actas 2nd Congreso Latinoamericano y 8° Reunión Argentina*
904 *de Sedimentología*: 112–113.

905 Marquillas, R., Salfity, J., González, R., Matthews, S., y Battaglia, R. 1997. Geología del Grupo Salta
906 (Cretácico–Eoceno) en la comarca de Huaytiquina, Puna Argentina. *Proc. VIII Congr. Geol.*
907 *Chileno*, 1, 139-143.

908 Marquillas, R.A. 1985. Estratigrafía, sedimentología y paleoambientes de la Formación Yacoraite
909 (Cretácico superior) en el tramo austral de la cuenca, Norte Argentino. Norte Argentino. Tesis
910 doctoral. Universidad Nacional de Salta. Inédito.

911 Marquillas, R.A., Del Papa, C., Sabino, I., y Heredia, J. 2003. Prospección del límite K/T en la
912 cuenca del Noroeste, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58(2): 271–274.

913 Marquillas, R.A., del Papa, C., y Sabino, I.F. 2005. Sedimentary aspects and paleoenvironmental
914 evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous–Paleogene), northwestern Argentina.
915 *International Journal of Earth Sciences*, 54: 94–113.

916 Marquillas, R.A., Sabino, I., Sial, A.N., del Papa, C., Ferreira, V., y Matthews, S. 2007. Carbon and
917 oxygen isotopes of Maastrichtian–Danian shallow marine carbonates: Yacoraite Formation,
918 northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 23(4): 304– 320.

919 Marquillas, R.A., Salfity, J.A., Matthews, S.J., Matteini, M., y Dantas, E. 2011. U-Pb zircon age of
920 the Yacoraite Formation and its significance to the Cretaceous-Tertiary boundary in the Salta
921 Basin, Argentina. En *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*, Salfity, J.A. y
922 Marquillas, R.A. (Eds): 227–246. Salta.

923 Miller, K.G., Sugarman, P. J., Browning, J. V., Kominz, M. A., Hernández, J. C., Olsson, R. K., Wright;
924 J. D. Feigenson, M. D., y Van Sickel, W. 2003. Late Cretaceous chronology of large, rapid sea-
925 level changes: Glacioeustasy during the greenhouse world. *Geology* 31(7), 585-588.

926 Montano, D., Gasparrini, M., Rohais, S., Albert, R., y Gerdes, A. 2022. Depositional age models in
927 lacustrine systems from zircon and carbonate U-Pb geochronology. *Sedimentology*, 69(6), 2507-
928 2534.

929 Moreno, J.A. 1970. Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior en la cuenca del noroeste
930 argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. *Revista de la*
931 *Asociación Geológica Argentina*, 29: 9–44.

932 Moroni, A. M. 1984. *Mtchedlishvilia saltenia* n. sp. en sedimentitas del Grupo Salta, pro-vincia de
933 Salta. 3° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Corrientes, 129–139.

934 Mutti, M., Vallati, M., Tomás, S., Galli, C., Rumbelsperger, A.M.B., Maerz, S., y Coira, B. 2023.
935 Constraining depositional evolution and reservoir compartmentalization in a mixed carbonate-
936 siliciclastic lacustrine system: The Yacoraite formation, Salta Group, NW Argentina. *Marine and*
937 *Petroleum Geology*, 149: 106049.

938 Palma, R. M., y Andreis, R. R. 1988. Oncolites en la Formación Yacoraite y su significado ambiental-
939 Valle del Tonco. Salta-Argentina. *II Reunión Argentina de Sedimentología* 1, 207-211.

940 Palma, R.M. 2000. Lacustrine facies in the Upper Cretaceous Balbuena subgroup (Salta Group):
941 Andina Basin, Argentina. En *Lake basins through space and time*, Gierlowski- Kordesch, E.H. y
942 K.R. Kelts (Eds.). *AAPG Studies in Geology*, 46: 323–332.

943 Palma, R.M., Marquillas, R., y Boso, M. 1986. Interpretación paleoambiental de la Formación
944 Mealla-Terciario (Grupo Salta- Subgrupo Santa Bárbara) en el río Corralito, Salta, Argentina. I
945 Reunión Argentina de Sedimentología 1, 128-129.

946 Plaziat, J. C. 1995. Modern and fossil mangroves and mangals: their climatic and biogeographic
947 variability. Geological Society, London, Special Publications, 83(1), 73-96.

948 Quattrocchio M, Ruiz L., y Volkheimer, W. 2000. Palynological zonation of the Paleogene of the
949 Colorado and Salta Group basins, Argentina. Revista Española de Micro-paleontología 32, 61–
950 78.

951 Quattrocchio, M. E., y Volkheimer, W. 2000. Paleoclimatic changes during the Paleocene-Lower
952 Eocene in the Salta Group Basin, NW Argentina. In Southern Hemisphere Paleo-and
953 Neoclimates: Key Sites, Methods, Data and Models. Springer Berlin Heidelberg. Berlin, 353-
954 367.

955 Ramos, V.A., y Aleman, A., 2000. Tectonic evolution of the Andes. En Tectonic evolution of South
956 America, Cordani, U.J. Milani, E.J., Thomaz Filho, A. y Campos, D.A. (Eds.). 31° International
957 Geological Congress. Río de Janeiro: 635–685.

958 Ray, D. C., van Buchem, F. S., Baines, G., Davies, A., Gréselle, B., Simmons, M. D., y Robson, C.
959 2019. The magnitude and cause of short-term eustatic Cretaceous sea-level change: A
960 synthesis. Earth-Science Reviews, 197, 102901.

961 Renaut, R.W., y Gierlowski-Kordesch, E.H. 2010. Lakes. En Facies Models 4, James, N.P. y
962 Dalrymple, R.W. (Eds.): Geological Association of Canada, 541–575.

963 Roemers-Oliveira E., Fernandes L.A., y Freire E., Simões L.S.A. 2015. Filamentos microbianos em
964 estromatólitos e laminitos da Sequência Balbuena III (Maastrichtiano/Daniano) da Formação
965 Yacoraite na Subbacia Metán-Alemania, na região de Salta, Argentina, e seus significados
966 paleoambientais. Brazilian Journal of Geology, 45(3):399-413.

967 Rohais, S., Hamon, Y., Deschamps, R., Beaumont, V., Gasparrini, M., Pillot, D., y Romero-
968 Sarmiento, M. 2019. Patterns of organic carbon enrichment in a lacustrine system across the K-
969 T boundary: insight from a multi-proxy analysis of the Yacoraite Formation, Salta rift basin,
970 Argentina. International Journal of Coal Geology, 210: 103208.

971 Rouchy, J.M., Camoin, G., Casanova, J., y Deconinck, J.F. 1993. The central palaeo-Andean basin
972 of Bolivia (Potosi area) during the Late Cretaceous and early Tertiary: reconstruction of ancient
973 saline lakes using sedimentological, paleoecological and stable isotope records.
974 *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 105: 179–198.

975 Salfity, J.A., y Marquillas, R.A. 1994. Relaciones estratigráficas regionales de la Formación
976 Yacoraite (Cretácico Superior), norte de la Argentina. *Congreso Geológico Chileno*, 1: 479–483.

977 Sempere, T. 1994. Kimmeridgian? to Paleocene tectonic evolution of Bolivia. En: Salfity J.A. (Ed.),
978 *Cretaceous Tectonics of the Andes*, 168-212.

979 Sempere, T., Butler, R.F., Richards, D.R., Marshall, L.G., Sharp, W., y Swisher III, C.C. 1997.
980 Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous–lower Paleogene strata in Bolivia and
981 northwest Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 109: 709–727.

982 Sial, A.N., Ferreria, V.P., Toselli, A.J., Parada, M.A., Aceñolaza, F.G., Pimentel, M.M. y Alonso, R.N.
983 2001. Carbon and oxygen isotope compositions of some Upper Cretaceous–Paleocene
984 sequences in Argentina and Chile. *International Geology Review*, 43: 892–909.

985 Smith, M.E., y Carroll, A.R. 2015. Stratigraphy and paleolimnology of the Green River Formation,
986 western USA, Springer. *Syntheses in Limnogeology*, 1, 355 p.

987 Starck, D. 2011. Cuenca Cretácica-Paleógena del noroeste argentino. VIII Congreso de Exploración
988 y Desarrollo de Hidrocarburos Simposio Cuencas Argentinas: Visión Actual, Instituto Argentino
989 del Petróleo y el Gas: 407–453.

990 Tasistro-Hart, A., Maloof, A., Schoene, B., y Eddy, M.P. 2020. Astronomically forced hydrology of the
991 Late Cretaceous sub-tropical Potosí Basin, Bolivia. *Geological Society of America Bulletin*, 22
992 p.

993 Thorne, J. A., y Swift, D. J. P. 1991. Sedimentation on continental margins, VI: a regime model for
994 depositional sequences, their component systems tracts, and bounding surfaces. In *Shelf sand
995 and sandstone bodies: Geometry, facies and sequence stratigraphy*. International Association of
996 Sedimentologists Special Publications 14, 189-255.

997 Tucker, M.E., y Wright, V.P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, Oxford, 482 p.

998 Turner, J.C.M. 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra de Rinconada (Jujuy). Revista
999 de la Asociación Geológica Argentina, 13: 15–39.

1000 Vallati, M., Tomás, S., Galli, C., Winterleitner, G., y Mutti, M. 2023. Depositional controls in an
1001 ancient, closed lake system: A high-resolution and multi-scalar case study from the Yacoraite
1002 Formation (Salta Basin, Argentina). *Sedimentary Geology*, 106456.

1003 Villafañe P., Frías-Saba R.d.C., Della-Vedova, M., Citton P., Díaz-Martínez I., de Valais S.,
1004 Aceñolaza F.G., Marquillas R. A., y Cónsole-Gonella C.A. 2023. Microbialitic deposits of the
1005 Yacoraite Formation, NW Argentina: distribution, environments, paleoecology and economic
1006 implications. *Brazilian Journal of Geology*, 52(2), e20210088.

1007 Villafañe, P.G., Cónsole-Gonella, C., Citton, P., Díaz-Martínez, I., y de Valais, S. 2021. Three-
1008 dimensional stromatolites from Maastrichtian–Danian Yacoraite Formation, Argentina: modelling
1009 and assessing hydrodynamic controls on growth patterns. *Geological Magazine*, 158(10): 1756–
1010 1772.

1011 Viramonte, J. G., Kay, S. M., Becchio, R., Escayola, M., y Novitski, I. 1999. Cretaceous rift related
1012 magmatism in central-western South America. *Journal of South American Earth Sciences* 12(2),
1013 109-121.

1014 Wilson, J. L. 2012. Carbonate facies in geologic history. Springer Science & Business Media, 371
1015 p.

1016

1017

1018

1019

1020

1021

1022

1023

1024

1025

1026 **Leyenda de figuras**

1027 **Tabla 1.** Facies de la Formación Yacoraite en el perfil Espinazo del Diablo.

1028

1029 **Figura 1.** a) Cuenca Cretácica del noroeste argentino. El recuadro rojo marca el área de la
1030 Subcuenca Tres Cruces donde se realizó este trabajo. Modificado de Salfity (1982) y Salfity y
1031 Marquillas (1994). TC=Tres Cruces, S=Sey, A=Alemania, M=Metán, R=Rey y LO=Lomas de
1032 Olmedo, b) Cuadro estratigráfico generalizado del Grupo Salta. Modificado de Disalvo et al.
1033 (2002) y Starck (2008).

1034

1035 **Figura 2.** a) Imagen Google Earth del área de estudio mostrando la ubicación del perfil Espinazo
1036 del Diablo y otras localidades relevadas en Coppa Vigliocco (2023). b) Mapa regional geológico-
1037 estructural de la zona del Espinazo del Diablo (cuadro rojo).

1038

1039 **Figura 3.** a) Sección completa de la Formación Yacoraite en el Espinazo del Diablo con la
1040 identificación de los cinco miembros informales. b) Detalle de los miembros pelítico superior y del
1041 miembro calcáreo superior. c) Miembro calcáreo superior con sus respectivos límites. d) Límite
1042 entre el miembro calcáreo superior de la Formación Yacoraite y la unidad suprayacente, Mealla.

1043

1044 **Figura 4.** a) Columna estratigráfica del perfil Espinazo del Diablo, considerada en este trabajo
1045 como un hipoestratotipo, mostrando la división de cinco miembros informales. b) El recuadro en
1046 la imagen *Google Earth* muestra la zona donde se levantó la columna.

1047

1048 **Figura 5.** Columnas estratigráficas de detalle de los miembros informales del perfil Espinazo del
1049 Diablo con sus espesores medidos en el campo. Referencias en la figura 4.

1050

1051 **Figura 6.** Miembro calcáreo inferior. a) Calcarenitas oolíticas-bioclásticas con estratificación
1052 cruzada. b) Calcarenitas oolíticas con estratificación sigmoidal. Las líneas amarillas gruesas
1053 delimitan la geometría de los sigmoides (~ 2 a 6 m de espesor), las líneas punteadas muestran

1054 la estructura interna con sus terminaciones tangenciales. c) Calcarenitas oolíticas con
1055 estratificación cruzada en artesas. d-e) Variedad de ooides en calcarenitas oolíticas del Espinazo
1056 del Diablo. d) Niveles con deformación sinsedimentaria en forma de pliegues asimétricos
1057 (indicado por flecha amarilla) afectando a calcarenitas y areniscas calcáreas. e) Sección delgada
1058 de grainstones oolíticos, con una distribución de tamaños bimodales. Algunos ooides muestran
1059 texturas cerebroidales. f-g) Brechas polimícticas al tope del miembro calcáreo inferior. Incluye
1060 clastos de grainstones oolíticos, mudstones y fragmentos de estromatolitos. h) Surcos rellenos
1061 en forma de U (tipo *gutter & cast*) con clastos calcáreos subredondeados a subangulares. i)
1062 Estratificación bimodal bidireccional en calcarenitas oolíticas (flechas blancas). j) bancos
1063 tabulares de estromatolitos dómicos coalescentes. k-i) detalle de la laminación estromatolítica
1064 formada por microdomos y columnas con láminas claras y oscuras (cuadro rojo). i) corte delgado
1065 de *boundstone* microbial microdómico, se aprecia la alternancia entre láminas cristalinas gruesas
1066 con texturas radiales y botroidales y láminas de micrita densa. Nótese la porosidad secundaria
1067 ocluida por esparita en mosaico.

1068

1069 **Figura 7.** a-c). Pelitas verdes a grisáceas, rojas y margas del miembro pelítico inferior. b) pelita
1070 verde en contacto con calcarenitas oolíticas. c) Pastilla pulida de una marga verdosa. Hacia la
1071 parte inferior de la figura se observa una fracción arenosa y hacia arriba, se observa laminación
1072 paralela de delgados niveles pelíticos verde con algunos granos color ocre. d-k) Calcarenitas y
1073 calcipelitas del miembro calcáreo intermedio. d) Niveles tabulares delgados de calcarenitas y
1074 calcipelitas alternantes con pelitas verdes. e) Calcipelitas bien laminadas y margas que muestran
1075 tabiques verticales indicativos de eventos de exposición subaérea. f) Calcipelitas vistas en
1076 microscopio en microfacies de wackstone-packstone bioclástico con laminación difusa y con
1077 ostrácodos desarticulados y restos de foraminíferos. g) Estratificación heterolítica fina en
1078 calcipelitas. h-i) estratificación flaser en calcipelitas. i) Detalle de la parte superior de las
1079 calcipelitas con grietas de sinéresis. Nótese el patrón irregular y la superposición entre ellas. j)
1080 grainstone-packstone bioclástico-oolíticos. Los bioclastos son carófitas (parte inferior izquierda),

1081 ostrácodos rotos y desarticulados y escasos peloides en cemento esparítico. k) Estromatolitos
1082 con geometrías cóncavas abovedadas y superficie externa de tipo pustular.

1083
1084 **Figura 8.** a-c) Limo-arcilitas laminadas rojas, moradas y verdes del miembro pelítico superior. b)
1085 Calcarenitas oolíticas-bioclásticas y particiones finas calcipelitas (flecha negra) junto a delgados
1086 niveles de pelitas verdes comunes en el miembro superior de la unidad. c) Pelitas verdes entre
1087 bancos calcáreos y niveles delgados de margas (líneas de punto blancas). d-e) Vista al sur de los
1088 últimos metros del miembro calcáreo superior, en proximidad al contacto con la Formación Mealla.
1089 Las flechas blancas señalan un nivel tabular de estromatolitos, por debajo muestra la alternancia
1090 entre calcarenitas y limo-arcilitas oscuras. f) Contacto entre grainstone oolítico y facies más finas
1091 calcipelíticas. Nótese los pequeños tabiques verticales rellenos de material granular dentro de las
1092 calcipelitas. g) Estromatolitos crenulados a microcóncavos (flecha amarilla) entre láminas de
1093 calcipelitas laminadas con particiones pelíticas. h) Estromatolitos cóncavos tabulares dispuestos
1094 entre niveles pelíticos oscuros con signos de bioturbación y pedogénesis (flecha amarilla). i) Limo-
1095 arcilitas de color rojo oscuro a gris púrpura (línea de puntos blancos). Las flechas amarillas
1096 señalan tabiques verticales rellenos con facies calcáreas muy finas.

1097
1098 **Figura 9.** a-b) Grainstones oolíticos con distribución de tamaños bimodales. b) Nótese las
1099 cortezas radiales fibrosas con extinción en cruz que presentan casi todos los granos. c)
1100 Rudstones a floatstones bioclástico. La conchilla del gastrópodo se encuentra completamente
1101 reemplazada por esparita blocosa. d) Pastilla pulida de estromatolito cóncavo. e) Sección delgada
1102 de estromatolito cóncavo con láminas parcialmente reemplazadas por cuarzo microcristalino. f)
1103 Mudstone laminado evaporítico con cristales pseudomorfo de yeso (flecha amarilla). esp=
1104 esparita, mic= micrita, gr= fracción granular, Qtz= cuarzo.

1105
1106 **Figura 10.** Superficie neta planar que separa las formaciones Lecho y Yacoraite en el Espinazo
1107 del Diablo, expuesta sobre el camino de acceso a Mina Aguilar desde Casa Grande. a) Vista a la
1108 distancia donde puede contrastarse el estilo estratofábrico de ambas unidades, y la

1109 megaestratificación cruzada en la unidad inferior. b) Aproximación de la anterior donde pueden
1110 verse truncamientos intraformacionales notables, típicos de ambientes eólicos en la Formación
1111 Lecho, además de la rugosidad que caracteriza a la superficie limitante entre ambas unidades.
1112 Nótese que en el tramo superior de la Formación Lecho la estratificación cruzada (líneas de
1113 puntos rojos) se pierde aproximadamente en los últimos 5 m. En c), detalle de la irregularidad
1114 morfológica de la superficie que separa las Formaciones Lecho y Yacoraite en el Espinazo del
1115 Diablo. Nótese la marcada irregularidad de la superficie, controlada parcialmente por patrones de
1116 bioturbación localizados y con notable desarrollo vertical. Algunas de estas estructuras son
1117 aprovechadas por la erosión para generar superficies de corte y relleno como el caso donde
1118 apoya la piqueta. d) Nivel basal de calizas oolíticas-bioclásticas arenosas en la base de la
1119 Formación Yacoraite que cubre abruptamente y mediante una superficie de carácter regional a
1120 la Formación Lecho, afectada en su tope por patrones de perturbación anidados (de colores
1121 ocres), dispuestos ortogonalmente a la estratificación. Nótese en su techo el desarrollo de
1122 estratificaciones cruzadas.

1123

1124 **Figura 11.** a) Detalle de los patrones de perturbación biótica con notable desarrollo vertical
1125 localizados inmediatamente por debajo de la superficie de biselamiento, en el tope de la
1126 Formación Lecho. Nótese la estructura cónica general y ramificaciones horizontales. Largo de la
1127 piqueta: 33 cm. En a) y b) se alcanza a ver la capa carbonática basal de la Formación Yacoraite.
1128 En c), d) y e) se observan en detalle estructuras de corte afectando las sedimentitas eólicas de
1129 la Formación Lecho. Nótese bifurcaciones y algunos desarrollos de muy pequeño diámetro
1130 aparte de los patrones ortogonales y nodulares. Tubos de posible *Thalassinoides* y otras
1131 indeterminados. Largo de la piqueta: 33 cm. f) Detalle de los patrones de bioturbación en una
1132 superficie pulida de roca. g-h) Clastos de cuarzo bien redondeados (tipo *lag* basal) en la base en
1133 la localidad de Tres Cruces.

1134

1135 **Figura 12.** Etapas evolutivas interpretadas para la superficie basal de la Formación Yacoraite que
1136 representa el contacto entre las Formaciones Lecho y Yacoraite. La misma se interpreta como

1137 una superficie de biselamiento por acción del oleaje en un contexto transgresivo. a) Representa
1138 la actividad eólica activa durante el desarrollo del mar de arena que tipifica regionalmente a la
1139 Formación Lecho. b) Representa la etapa de estabilización generalizada del sistema eólico e
1140 inicio de la transformación general de los últimos metros de espesor que muestran actividad
1141 edáfica activa. c) Representa la suave inundación costera con la acomodación progresiva de los
1142 manglares en un ambiente a intermareal tranquilo, de muy reducida profundidad y sustratos
1143 firmes saturados. d) Representa el contexto retrocedente de la línea de costa durante la etapa de
1144 transgresión sostenida, donde comienza a labrarse el biselado erosivo producto de la actividad
1145 del oleaje actuando sobre la cara de playa. e) Representa el momento subsiguiente durante el
1146 cual se depositan materiales re TRABAJADOS (residuales) y coquinas recubriendo la superficie
1147 erosiva y se genera la factoría carbonática que caracteriza a la Formación Yacoraite en el marco
1148 de un ambiente marino somero.

1149
1150 **Figura 13.** a-b. Contacto entre las formaciones Yacoraite y Mealla. La superficie que separa
1151 ambas formaciones es un pase litológico marcado por las limo-arcilitas multicolores del tramo
1152 final de Yacoraite y las limo-arcilitas purpuras oscuras de la Formación Mealla. En c) y d) se
1153 muestra el detalle de estas facies finas con grietas de desecación al tope de las capas rojizas. e)
1154 Niveles afectados por pedogénesis con posibles marcas de raíces.

1155
1156 **Figura S1.** a-b) subdivisión de los miembros informales de la Formación Yacoraite en el perfil
1157 Espinazo del Diablo a partir de imágenes *Google Earth*. En c) Perfil geológico generalizado del
1158 Espinazo del Diablo, mostrando su relación con las unidades infra y suprayacentes. Escala
1159 vertical exagerada.

1160
1161
1162
1163
1164

1165

1166

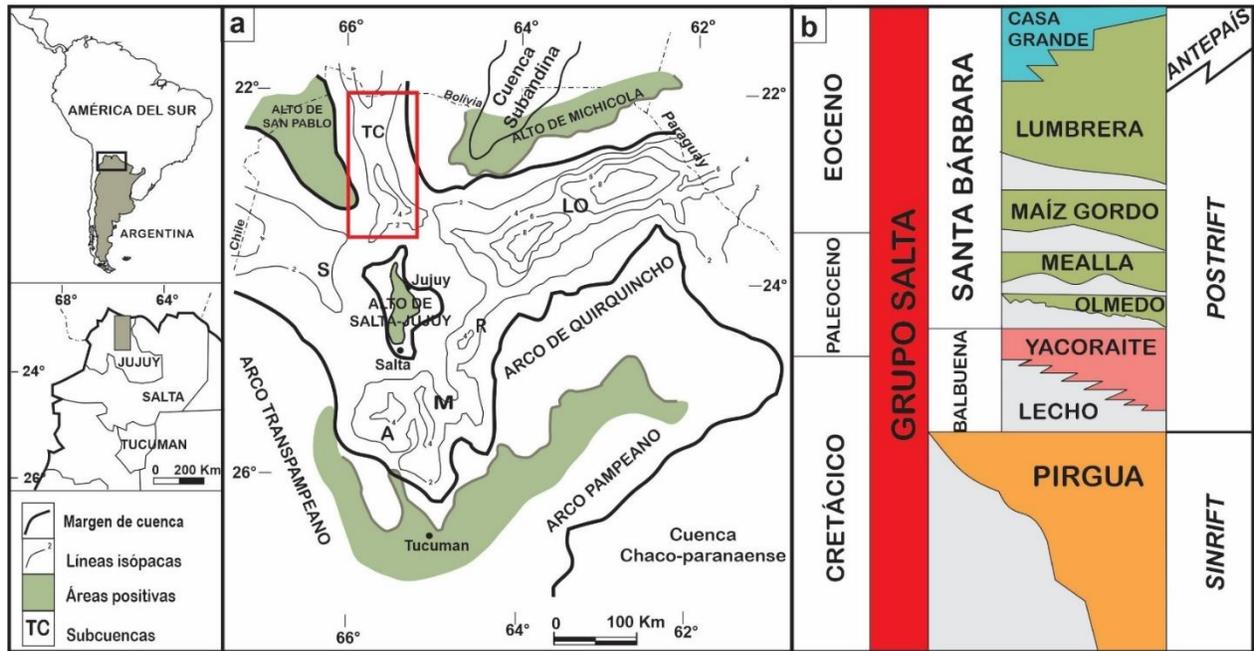
1167

| MIEMBROS INFORMALES DEL PERFIL ESPINAZO DEL DIABLO | | | | | |
|--|--|---------------------------------|--|---------------------------------|---|
| | Calcáreo inferior | Pelítico inferior | Calcáreo intermedio | Pelítico superior | Calcáreo superior |
| FACIES DIAGNÓSTICAS | Calcarenitas oolíticas con estrat. cruzada de alto ángulo | Pelitas verdes laminadas | Calcipelitas con estrat. heterolítica | Pelitas verdes laminadas | Calcarenitas oolíticas con estrat. cruzada de bajo ángulo |
| | Calcarenitas oolíticas con estrat. sigmoidal | Limo-arcillitas rojas y moradas | Calcipelitas laminadas | Limo-arcillitas rojas y moradas | Calcarenitas oolíticas con estrat. hummocky |
| | Calcarenitas oolíticas con estrat. bimodal-bipolar | Margas laminadas | Calcarenitas oolíticas con estrat. bimodal-bipolar | Margas laminadas | Limo-arcillitas rojas y moradas |
| | Calcarenitas bioclásticas-oolíticas gradadas | Calcipelitas laminadas | Calcarenitas oolíticas con estrat. hummocky | | Estromatolitos tabulares dómicos coalescentes |
| | Calciruditas intraclásticas | | Estromatolitos microdomales a digitados | | Estromatolitos planares-crenulados |
| | Brechas calcáreas | | Estromatolitos domales aislados o agrupados | | Estromatolitos microdomales a digitados |
| | Estromatolitos planares-crenulados | | | | |
| | Estromatolitos tabulares dómicos coalescentes | | | | |
| | Areniscas calcáreas con granos redondeados | | | | |
| INTERPRETACIÓN | <p>Paleoambientes costeros de bajo gradiente con influencia de corrientes mareales, ya sea enfrentadas a un cuerpo de agua abierto y paralelo a la línea de costa o albuferas, engolfamientos y estuarios. Sistema de barreras de arenas oolíticas (shoals), parcialmente sumergidas o emergidas y canales de mareas.</p> <p>Desconexión parcial o total de la influencia mareal. Paleoambientes relacionados a etapas contrastadas en el marco de sistemas lacustres. Las facies detríticas resultarían de una expansión del cuerpo lacustre con alternancias climáticas muy altas, mientras que las facies carbonáticas estarían relacionadas a momentos de mayor productividad por disminución de aporte clástico.</p> <p>Cuerpos de aguas propensos a variaciones de salinidad y alcalinidad de acuerdo a expansiones y contracciones del mismo.</p> | | | | |

1168

1169

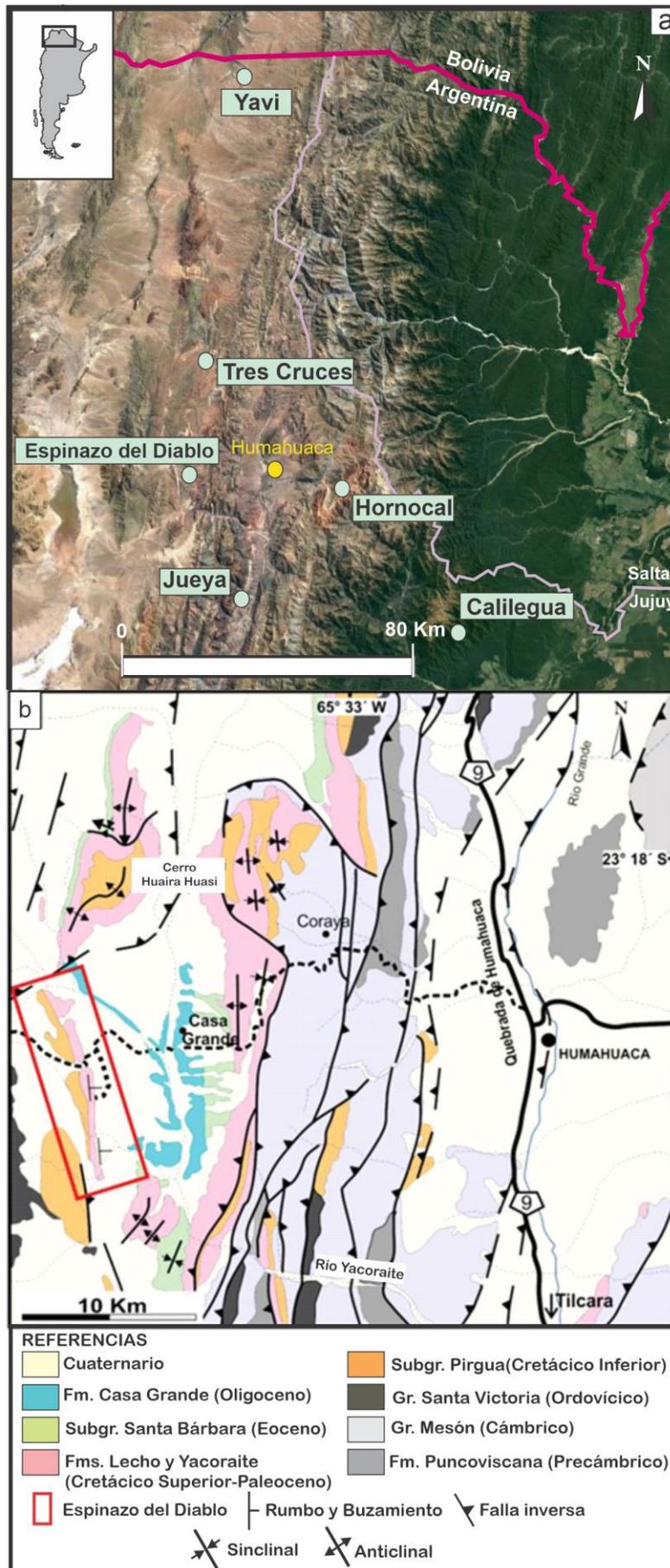
Tabla 1



1170

1171

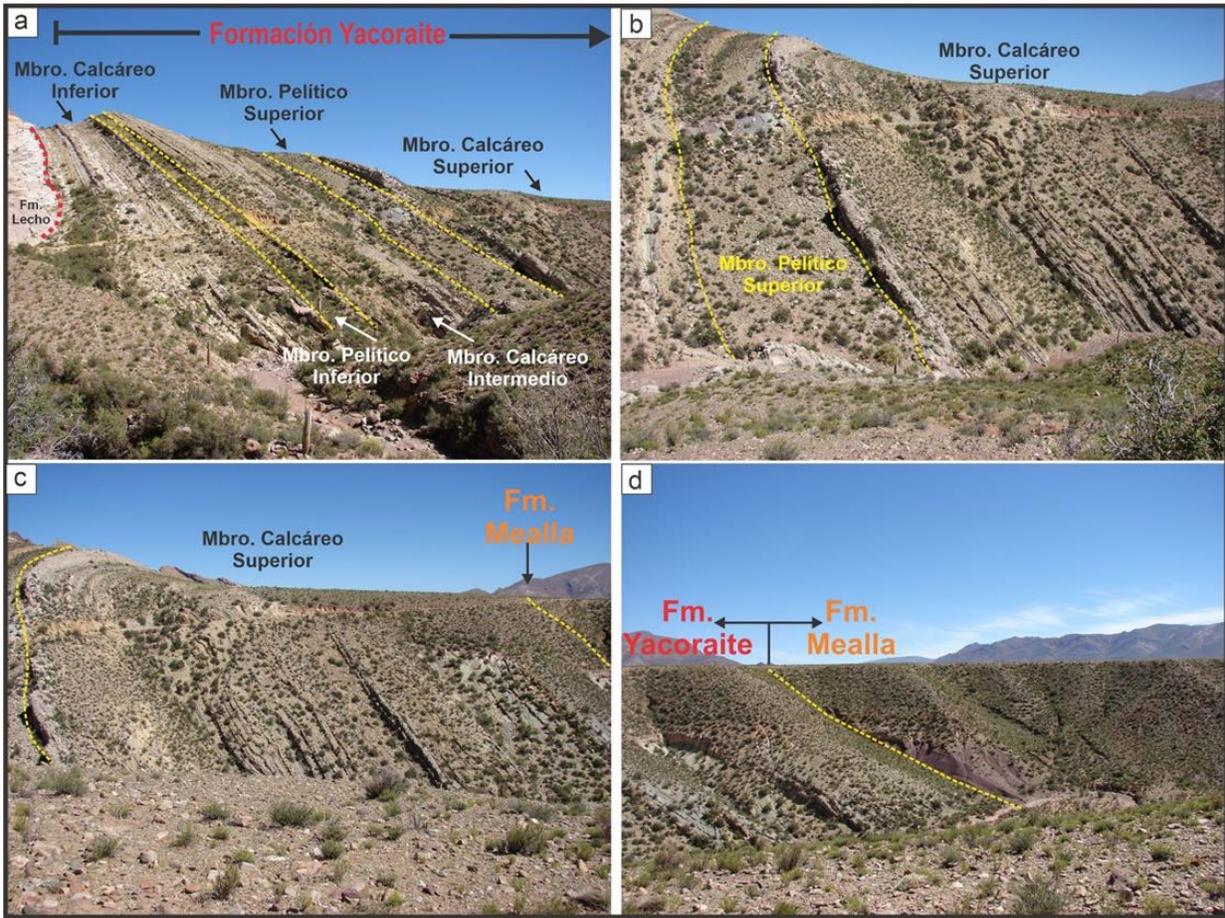
Figura 1



1172

1173

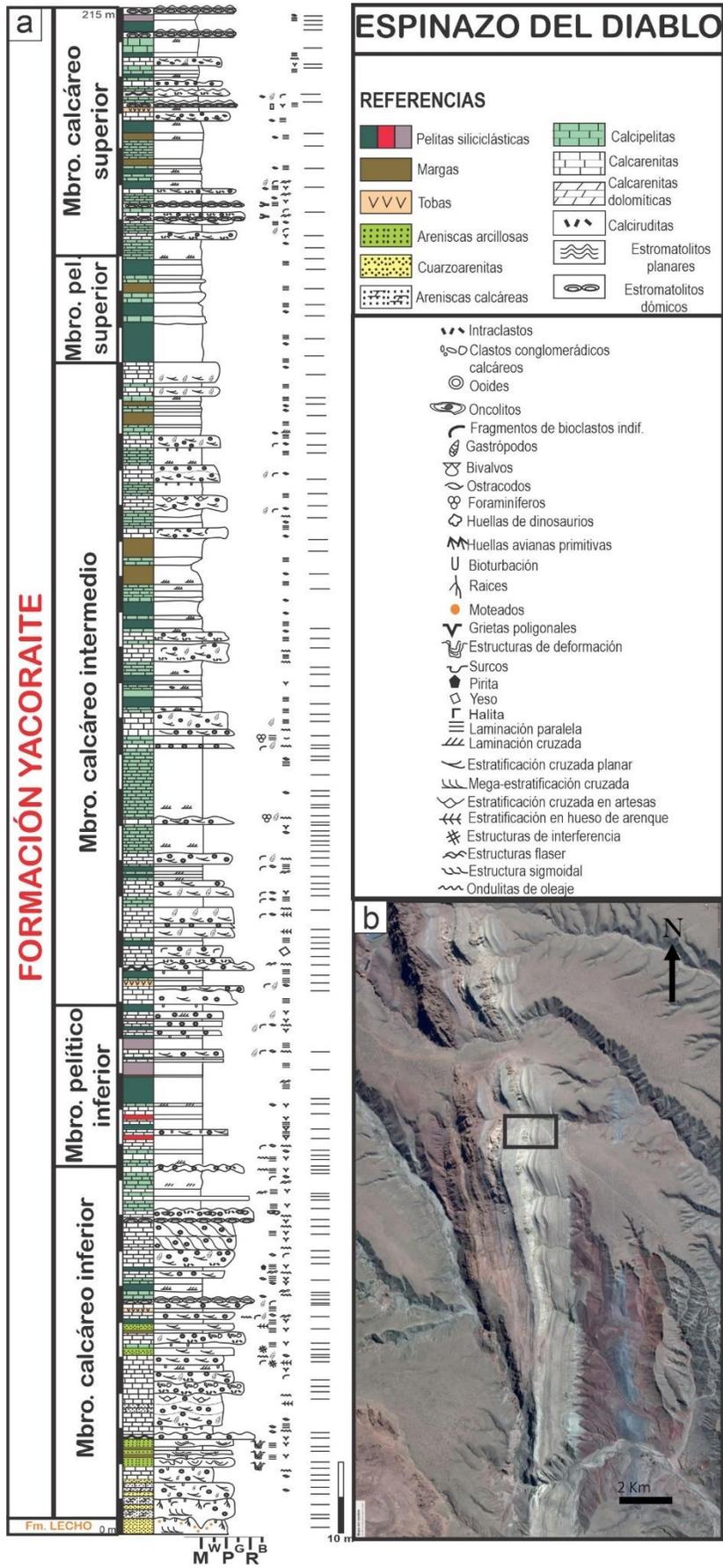
Figura 2



1174

1175

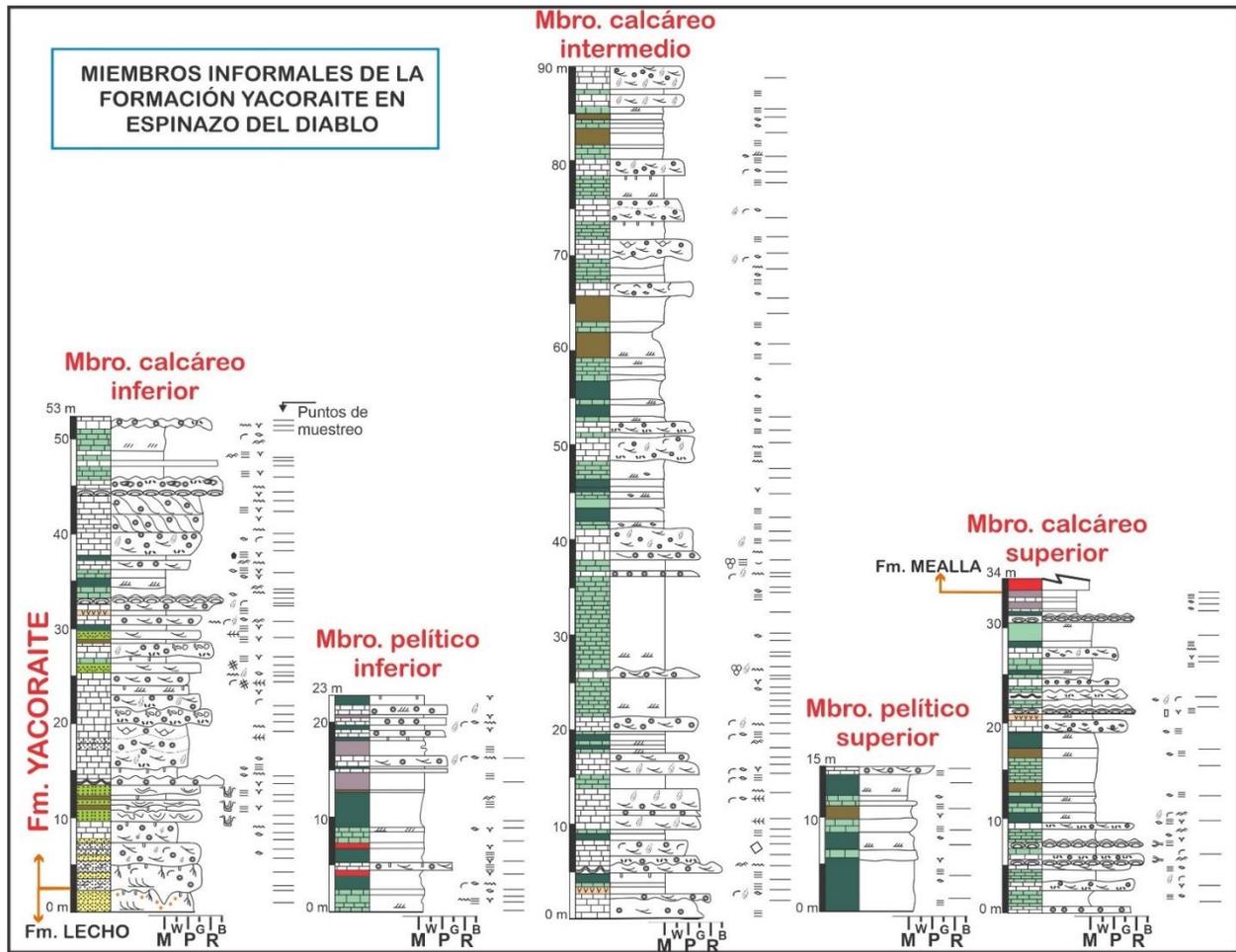
Figura 3



1176

1177

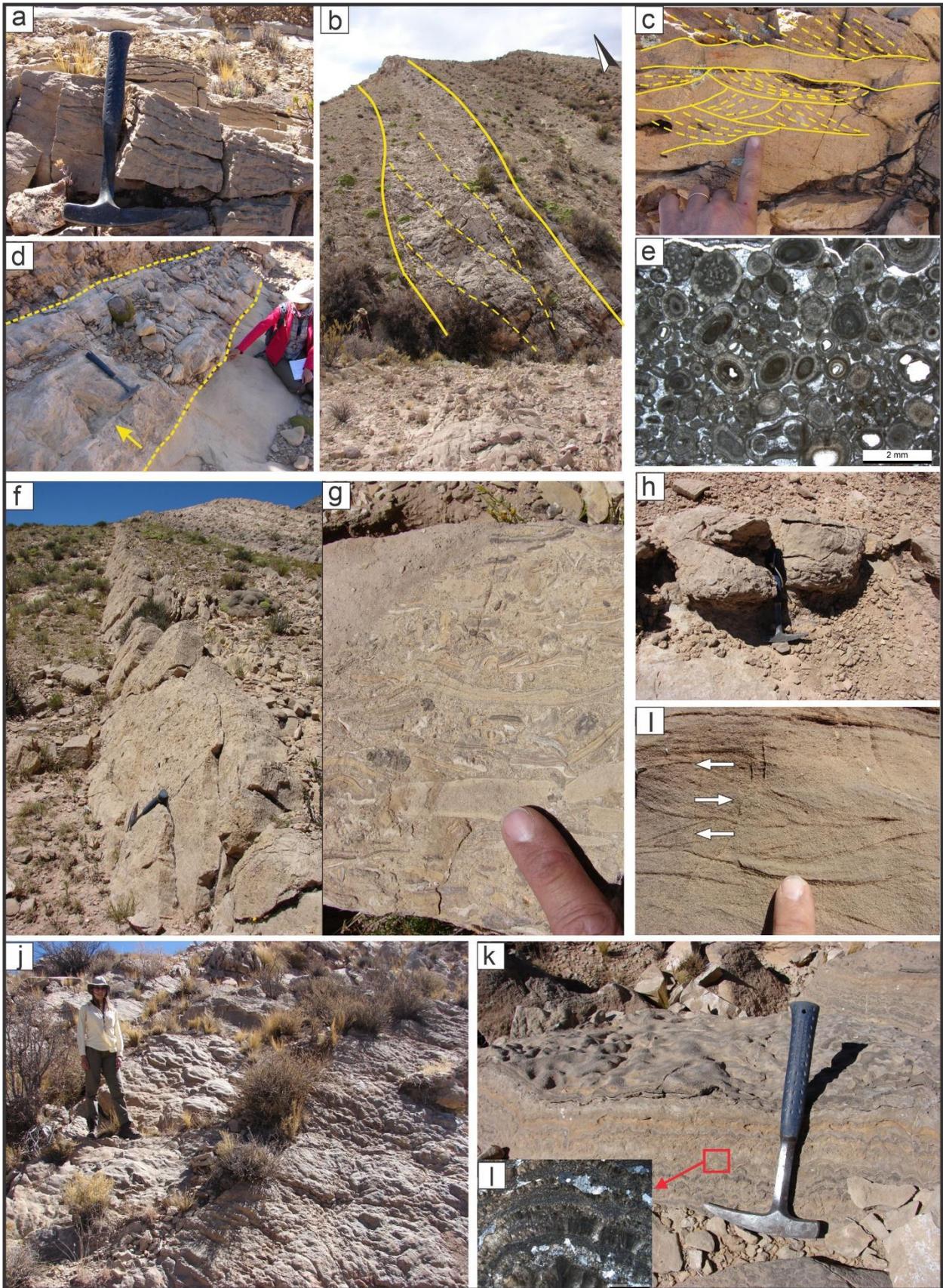
Figura 4



1178

1179

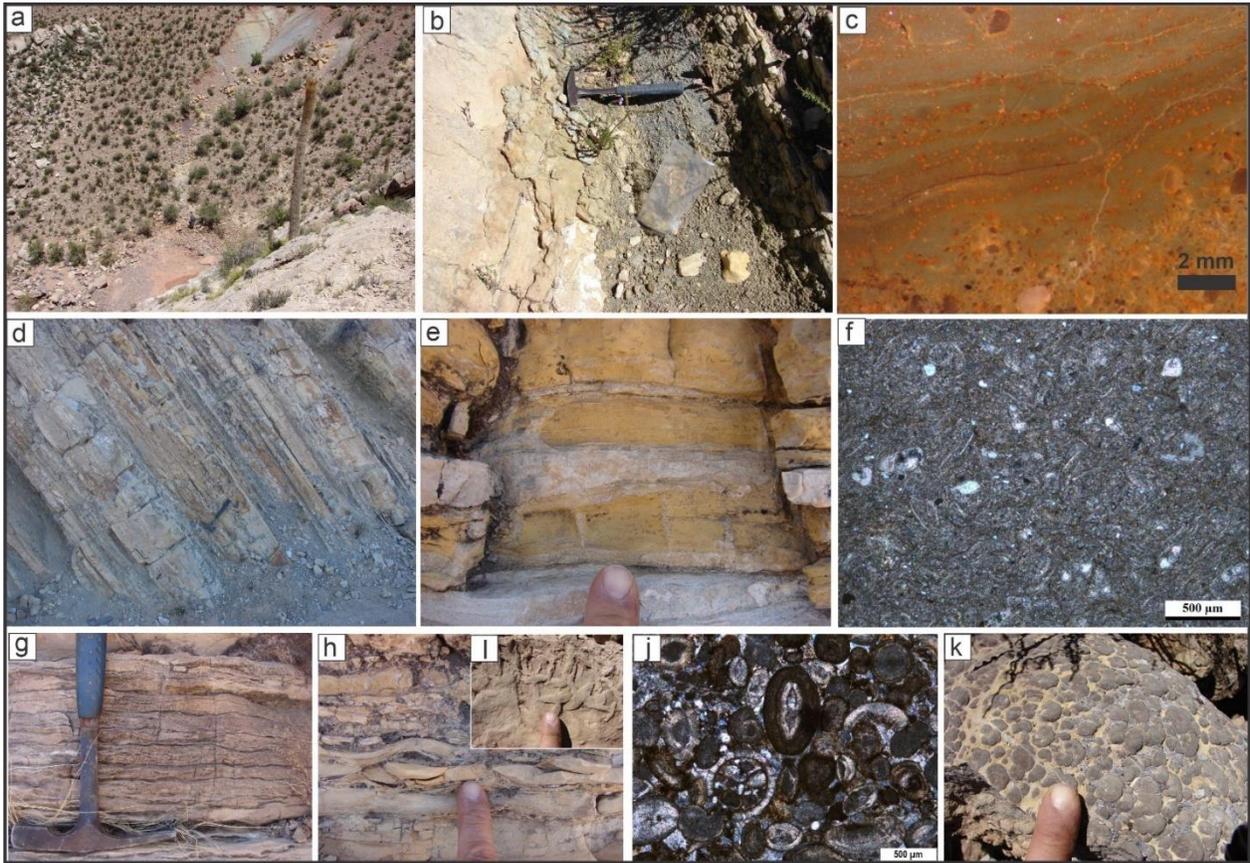
Figura 5



1180

1181

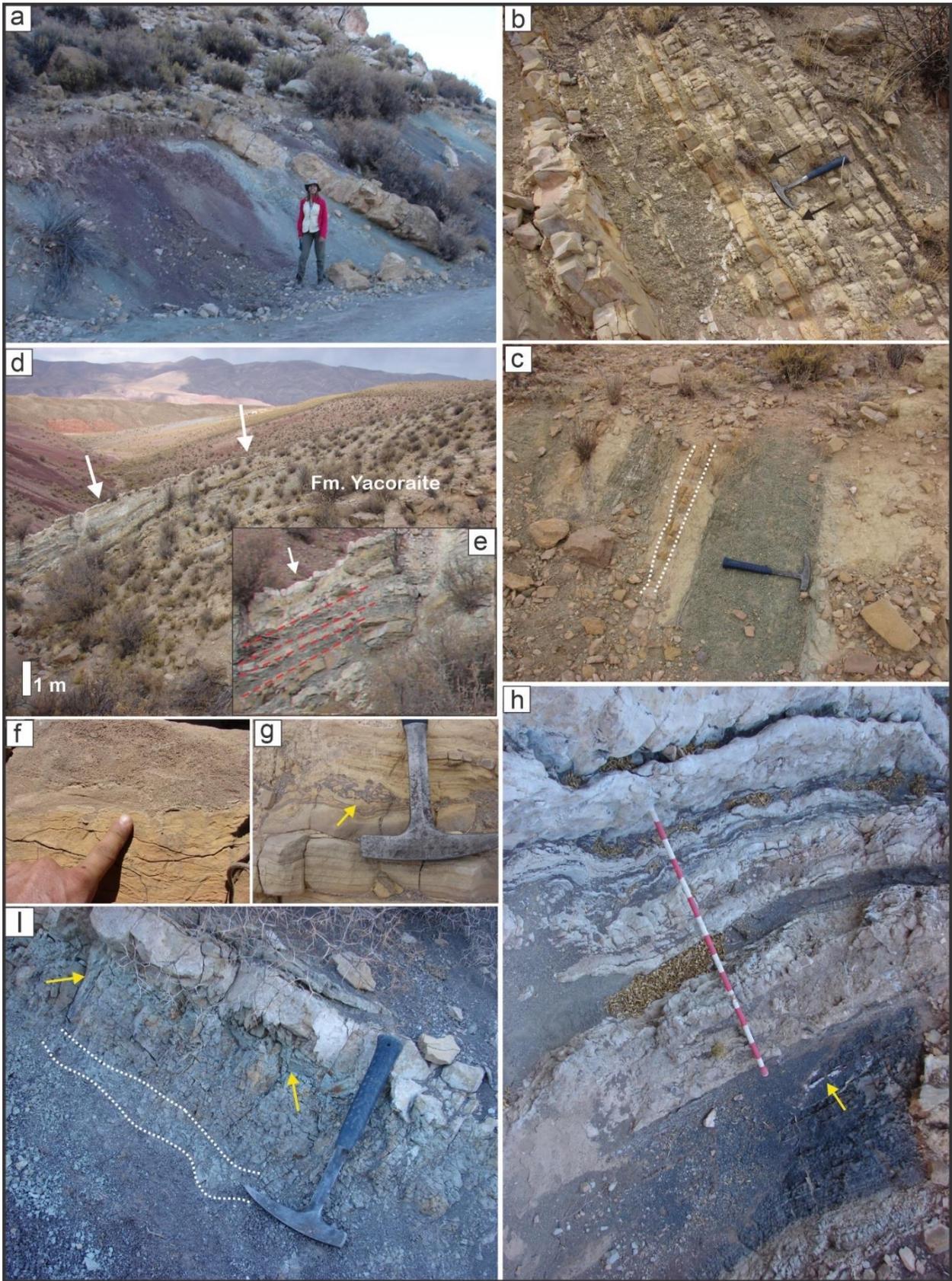
Figura 6



1182

1183

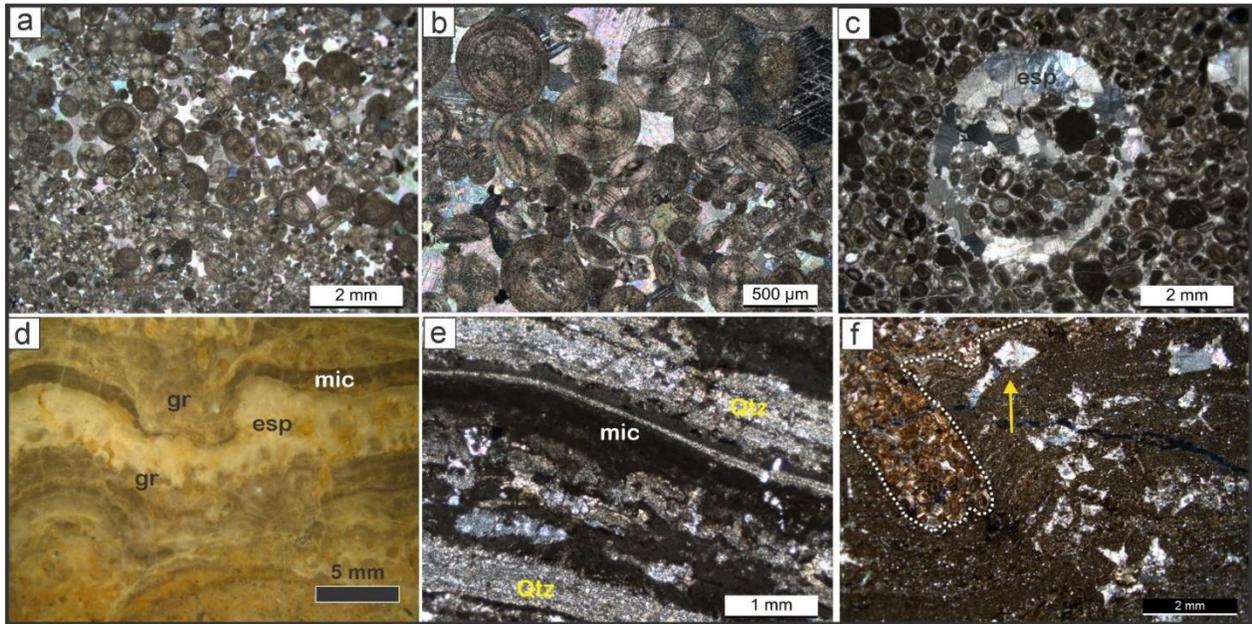
Figura 7



1184

1185

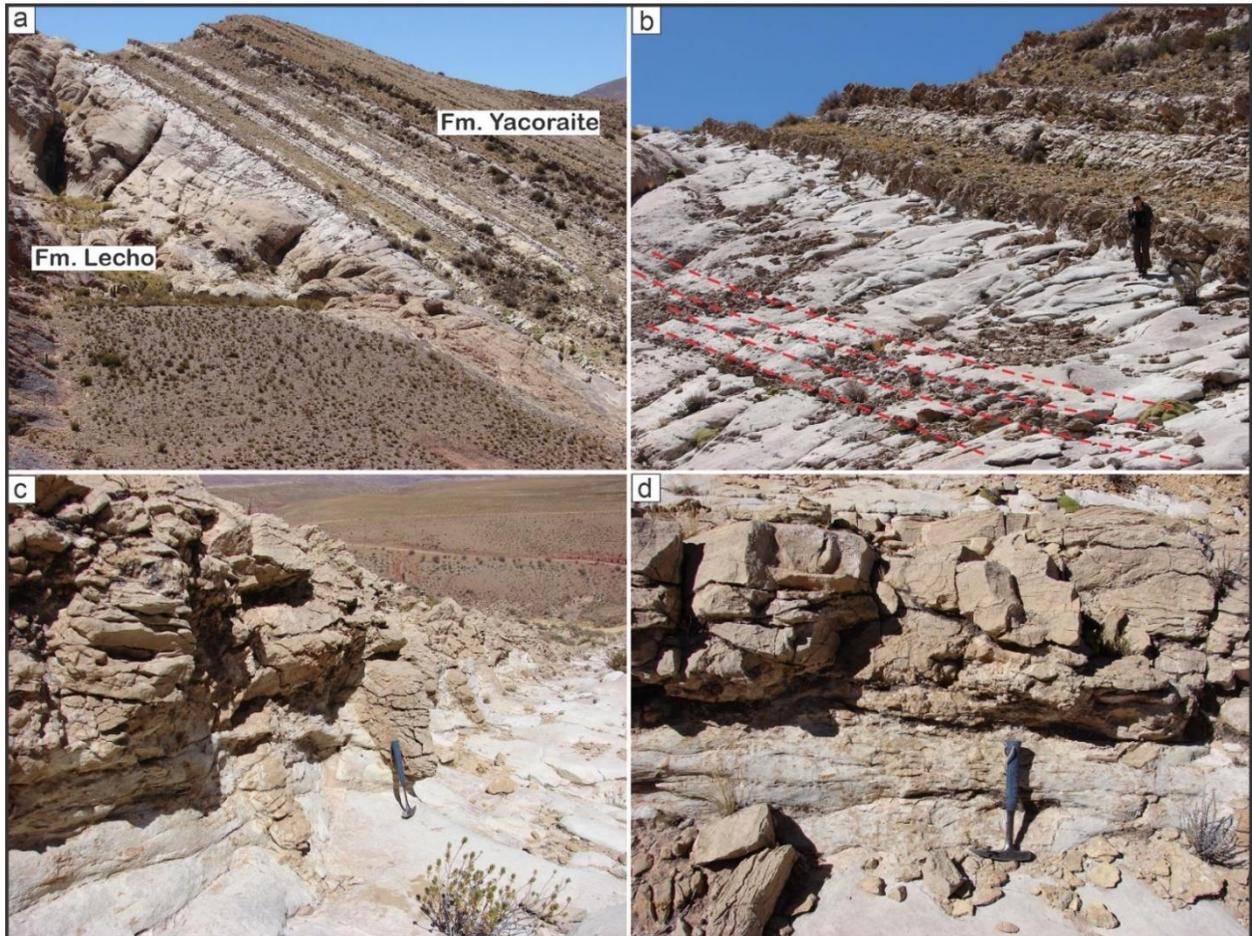
Figura 8



1186

1187

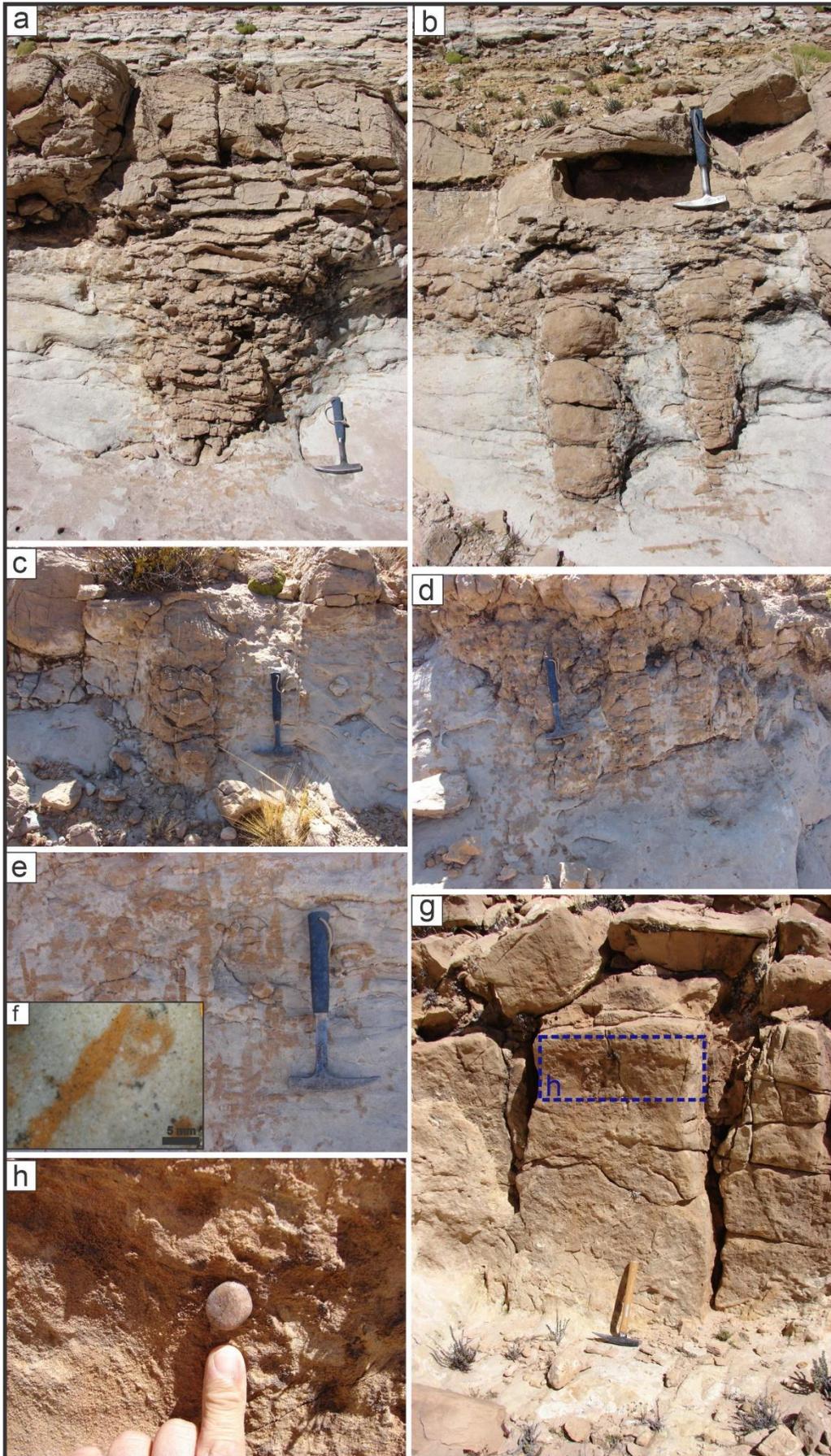
Figura 9



1188

1189

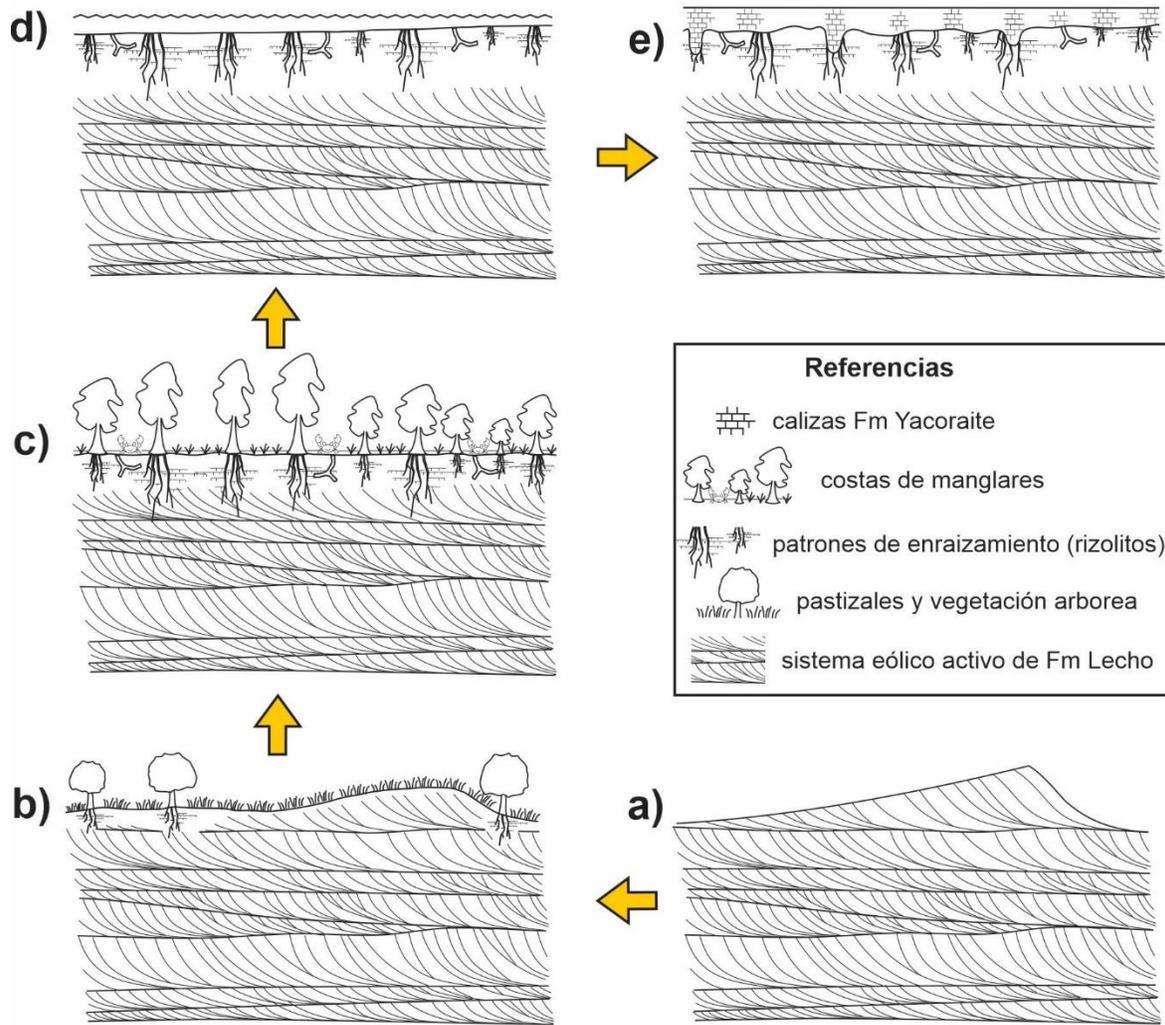
Figura 10



1190

1191

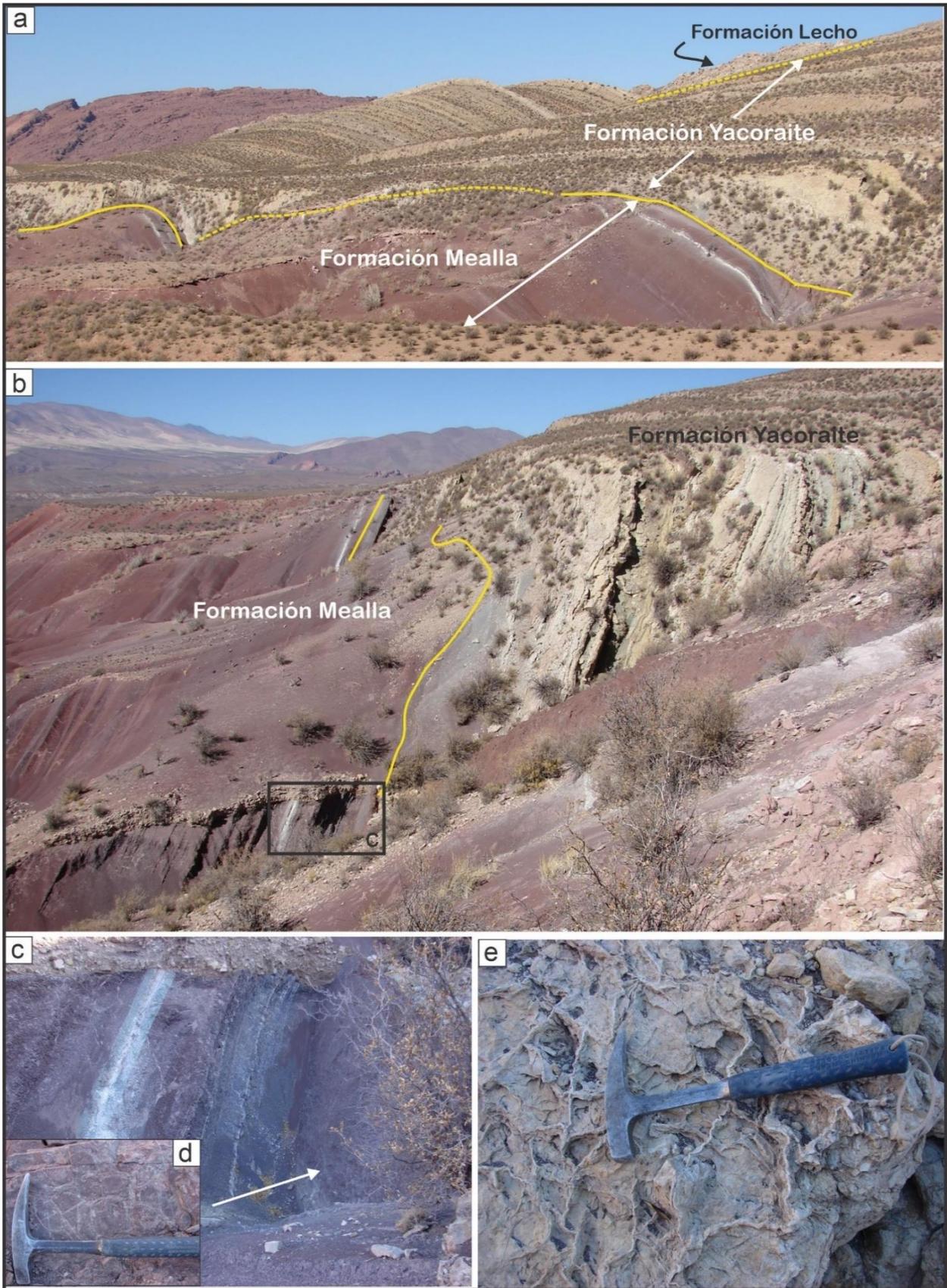
Figura 11



1192

1193

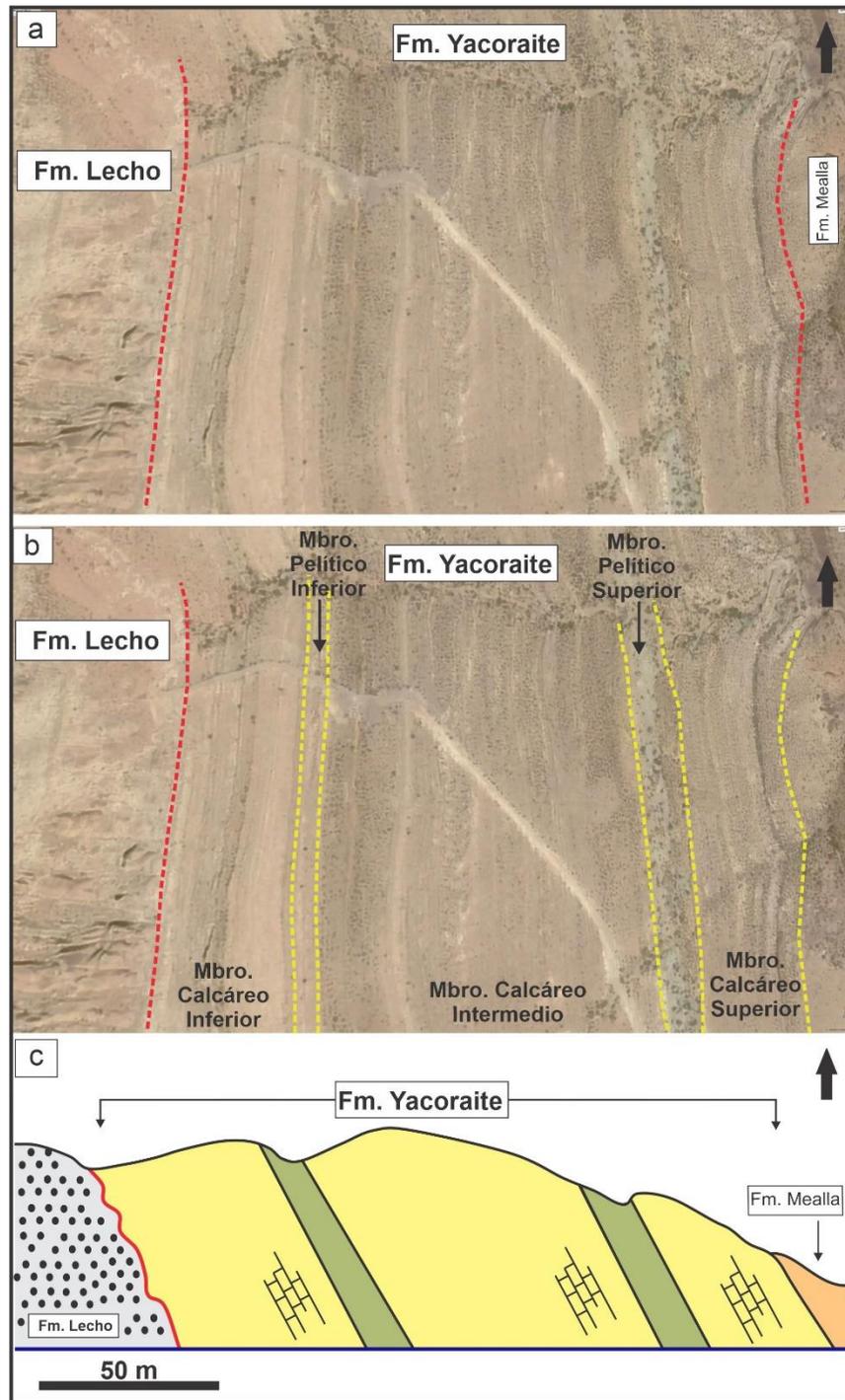
Figura 12



1194

1195

Figura 13



1196

1197

Figura S1