

UNA CUÑA MARINA DOMINADA POR MAREAS EN LA BASE DE LA FORMACIÓN LECHO EN EL EXTREMO NOROESTE ARGENTINO

Ricardo A. Astini¹, Ariadna Coppa Viggliocco¹ y Fernando J. Gomez¹

¹Laboratorio de Análisis de Cuencas y ²Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional de Córdoba, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas.

Resumen

En el marco de la discusión sobre transgresiones marinas que afectaron durante el Cretácico superior al noroeste argentino, se da a conocer un intervalo influenciado por mareas dentro del denominado depocentro de Tres Cruces, asociado a la cuenca del Grupo Salta. El mismo, se encuentra interpuesto entre depósitos rojos asignados indiferenciadamente a la Formación Pirgua y eolianitas blanquecinas reconocidas regionalmente y asignadas a la Formación Lecho. Este desarrollo estratigráfico sólo abarca el extremo noroeste argentino en la serranía de los Siete Hermanos (Yavi), próxima al límite con Bolivia, no estando registrado en los asomos ubicados a la latitud de Tres Cruces. Estratificación sigmoidal con notables pantallas de fango y acumulación de intraclastos pelíticos concentrados hacia la base de los conjuntos de estratificación cruzada, junto con facies heterolíticas rítmicas constituyen evidencias sedimentológicas diagnósticas de estructuras y estratofábricas indicativas de procesos y periodicidades mareales que asociadas con otras características estratigráficas como color, continuidad lateral y apilamiento estratigráfico permiten documentar una primera incursión marina para esta región. La localización regional de estos depósitos junto a sus características sedimentológicas y estratigráficas permiten interpretarlo como un registro estuarino. Esto permite, por un lado, reafirmar la presencia de transgresiones marinas afectando durante el Cretácico al noroeste argentino y, por el otro, especular sobre consideraciones de estratigrafía secuencial aplicadas al marco de mares someros epicontinentales. Bajo estas condiciones, un registro marino transgresivo-regresivo puede permitir discriminar y entender modificaciones paleogeográficas y ordenamientos estratigráficos en función de la disponibilidad de espacio de acumulación (acomodación) y discutir sus controles.

Palabras Clave: Cretácico Superior, Grupo Salta, paleoambientes dominados por mareas, estuarios, estratigrafía secuencial.

32 **Abstract:** Adding to the discussion on the influence of marine intervals in the Late Cretaceous record
33 in northwest Argentina, we provide evidence showing a strong tidal influence occurring at the base of
34 the Lecho Formation close to the Argentine-Bolivia border, in the Siete Hermanos range that crops
35 within the Cordillera Oriental. The studied interval is sandwiched between red beds assigned to
36 undifferentiated Pirgua Subgroup continental deposits and yellowish eolian deposits of wide regional
37 distribution at the base of the Balbuena Sugroup. This tidal facies association is only represented at the
38 northernmost outcrops of this stratigraphic interval and is not recorded within the next outcrops toward
39 the south in the Tres Cruces region. Sigmoidal stratification including recurrent shale partitions,
40 reactivation surfaces and rip-up clasts, herring-bone stratification and a variety of rhythmic heterolithic
41 stratification constitute a set of diagnostic tidal features that together with tidal bundling, distinct color
42 and bioturbation patterns, lateral continuity and stratigraphic stacking allow interpreting a first marine
43 incursion within the area, independent and clearly separated from the younger and more well-known
44 Yacoraite limestones. The regional localization of these siliciclastic variegated interval together with its
45 sedimentological and stratigraphic features allows suggesting an estuarine record. This result confirms
46 the influence of marine transgressions within the early sedimentary record of the Balbuena Group,
47 interpreted as a sag-stage within the extensional back-arc Salta Group basin and allows applying
48 sequence stratigraphic procedures in order to understand regional correlations within the epicontinental
49 setting. This allows a better paleogeographic understanding and further comprehension on the
50 stratigraphic mosaic and subtle unconformities related to base-level induced positive accommodation.

51
52 **Key words:** Upper Cretaceous, Salta Group, tidal paleoenvironments, estuaries, sequence stratigraphy.

53 54 55 **Introducción:**

56 La existencia de registros marinos durante el Cretácico tardío y Cretácico-Paleógeno en el
57 noroeste argentino (NOA) es bastante discutida, como así también su alcance regional y la extensión
58 paleogeográfica de estas conexiones (Moreno 1970, Salfity 1982, Starck 2011, Hernández *et al.* 2017).
59 La discusión se ha centrado en el intervalo referido a la Formación Yacoraite que representa, junto con
60 otras unidades del Subgrupo Balbuena (Moreno 1970, Marquillas *et al.* 2005), un conjunto de depósitos
61 relativamente tabulares y presentes en todos los depocentros del Grupo Salta (Gómez Omil *et al.* 1989,
62 Salfity y Marquillas 1994, Hernández *et al.* 1999). Este intervalo estratigráfico multicolor, que en
63 general apoya sobre unidades rojas (del subgrupo Pirgua), ha sido interpretado por la gran mayoría de

64 autores como representativo de una etapa de *sag* en el marco de la tectónica extensional que afecto al
65 NOA (Salfity y Marquillas 1981, Uliana *et al.* 1989, Viramonte *et al.* 1999). Muchos autores cuestionan
66 la naturaleza marina de la Formación Yacoraite y la interpretan como un análogo de sistemas
67 depositacionales lacustres (Palma 2000, Bunevich *et al.* 2017, Cónsole-Gonella *et al.* 2017), sin un
68 análisis crítico de la evidencia que ha sido históricamente utilizada para sostener la naturaleza marina,
69 ni sobre la base de criterios diagnósticos.

70 Existen pocos casos de registros de mares epicontinentales que alcanzaron a tener registros
71 arealmente tan extendidos y alejados de márgenes continentales y un gran número de ellos se
72 desarrollaron durante el Cretácico, en sincronía con la apertura del Atlántico. Explicar su desarrollo y
73 conexión paleogeográfica y, a la vez, la acomodación necesaria para preservar registros estratigráficos
74 marinos no resulta sencillo. Estos se interpretan alternativamente como asociados con extensión
75 localizada y adelgazamiento cortical que permitió el ingreso del mar o con momentos de fuerte
76 subsidencia tectónica en marcos de antepaís, donde la flexión litosférica condujo a una acomodación
77 positiva, permitiendo el desarrollo de estratigrafías marinas. Las explicaciones tectónicas se
78 complementan con causas eustáticas que con frecuencia se utilizan para etapas como la que caracteriza
79 la apertura del Atlántico, durante la cual ocurrieron varios pulsos de nivel de mar global alto.
80 Combinaciones de tectonismo y eustatismo han sido utilizadas para explicar transgresiones marinas en
81 América del Norte (Williams y Stelek 1975, Ziegler y Rowley 1998, Steel *et al.* 2012, Slattery *et al.*
82 2013) y América del Sur (Malumián *et al.* 1983, Malumián y Nández 2011).

83 En diversas partes de Argentina, varios registros en el período Cretácico y próximos al límite K-
84 T han resultado favorables para el desarrollo de registros marinos epicontinentales (Nández y Malumián
85 2008, Guler *et al.* 2019). Entre estos se cuentan los conocidos casos de Patagonia, donde en diversas
86 cuencas se registran estratos marinos conectados con el Atlántico a partir de momentos inusuales de
87 nivel de mar alto que permitieron el desarrollo de episodios transgresivos que excepcionalmente
88 alcanzaron la región andina (Aguirre Urreta *et al.* 2011, Scasso *et al.* 2012).

89 En general, la gran mayoría de los trabajos documentan picos transgresivos en el Campaniano-
90 Maastrichtiano basal, en el Maastrichtiano-Daniano y en el Daniano (Legarreta *et al.* 1989, Malumián y
91 Nández 2011, Vellekoop *et al.* 2017, Guler *et al.* 2019) aunque en muchas regiones estos pulsos
92 transgresivos no han sido claramente vinculados y presentan registros similares.

93 En el NOA, se han sugerido transgresiones marinas para explicar intervalos de la Formación
94 Yacoraite (Schlagintweit, 1941, Marquillas *et al.* 2005), que algunos autores cuestionan como marina
95 (Palma, 2000, Hernández *et al.* 2017, Bunevich *et al.* 2017, Cónsole Gonella *et al.* 2017). Asimismo,

96 Marquillas *et al.* (2005) sostienen que de manera localizada en la sección inferior de la Formación
97 Lecho donde domina un paleoambiente fluvio-eólico, habría ocurrido un evento de inundación
98 (*flooding event*) que fundamentalmente justifican para el depocentro de Tres Cruces. En este trabajo,
99 damos a conocer, describimos y analizamos un intervalo con notable influencia de mareas, claramente
100 desvinculado de la Formación Yacoraite que representaría un pulso transgresivo de origen marino
101 independiente y anterior a la misma, separado por las eolianitas blanquecinas de la Formación Lecho.
102 Este intervalo fue mencionado por Marquillas y Salfity (1990) quienes sugirieron una posible
103 inundación temprana dentro del Subgrupo Balbuena.

104

105 **Marco geológico**

106 La región de estudio se localiza en el extremo septentrional de la Cordillera Oriental jujeña
107 (Fig. 1) lindante con Bolivia (~meridiano 65°30' oeste) y en las proximidades de la localidad de Yavi,
108 ubicada a ~14 km al oeste de La Quiaca. Esta región, estudiada por Schlagintweit (1941) y
109 cartografiada por Turner (1958) y Sáez (1960), se denomina Cordón de los Siete Hermanos (Fig. 2) y
110 se encuentra incluida parcialmente en las hojas geológicas de La Quiaca (Turner, 1964a) y de Santa
111 Victoria (Turner, 1964b). Se trata de un conjunto de cerrillos monticulares alineados SSW-NNE que
112 exponen series mesozoicas dispuestas en discordancia angular sobre el Ordovícico de la región (Turner
113 *op.cit.*; Fig. 2). Los asomos de esta localidad fueron considerados originalmente como el estratotipo de
114 la Formación Lecho (véase Moreno 1970, p.15) y son coronados por la serie carbonática perteneciente
115 a la Formación Yacoraite, abordada en varios trabajos (Moreno 1970, Salfity 1982). La estratigrafía allí
116 expuesta buza con ángulos de entre 15° y 25°, constituyendo una serie homoclinal con rumbo suroeste-
117 noroeste, particularmente hacia el sur de la Ruta Provincial N° 5 (que une La Quiaca y Santa Victoria).
118 Inmediatamente hacia el norte de la localidad Yavi (Fig. 2) la serie se encuentra plegada formando un
119 amplio cierre anticlinal con suave inmersión al norte (~5°) asociado con un corrimiento críptico, con
120 vergencia este, que se pierde debajo de la cubierta cuaternaria (Monaldi *et al.* 2008) a la altura de la
121 localidad de Yavi y cuya manifestación superficial son vertientes y aguadas (algunas de ellas termales),
122 ubicadas inmediatamente al sur de la mencionada ruta y que dan origen al caudal permanente del río
123 Yavi.

124 El intervalo estudiado se encuentra bien expuesto en el cañón ubicado en la región axial del
125 anticlinal (Fig. 2) y en las laderas orientales (Fig. 3) de los diferentes asomos en los cerros Siete
126 Hermanos. La columna estratigráfica representativa de esta zona puede verse en la Figura 4a. De base a
127 techo se compone, como fuera indicado por Turner (1958, 1964a y 1964b), por unidades pelíticas de

128 color verde oliva, fuertemente diagenizadas, afectadas por plegamiento y un clivaje penetrativo
129 subvertical norte-sur. Esta unidad se dispone con rumbo norte-sur y buzamientos de ~45°-60° oeste y ha
130 sido interpretada como perteneciente al Ordovícico *sensu lato* (Turner *op. cit.*). Discordancia angular
131 mediante se apoyan conglomerados lenticulares, finos a medianos de colores rojizos a violáceos donde
132 destacan clastos angulosos de la unidad infrayacente (fragmentos de limolitas y areniscas ordovícicas)
133 seguidos por areniscas y fangolitas rojas y rosadas. Este intervalo es asignado a la Formación Pirgua
134 (indiferenciada, Vilela 1956) que en dicha localidad posee un espesor ~ de 55 m, disminuyendo
135 gradualmente hacia el norte (en el núcleo del anticlinal posee <30m).

136 Cabe destacar que la unidad ordovícica que incluye areniscas delgadas y tabulares con
137 abundantes marcas de base y techo intercaladas rítmicamente entre las pelitas verdes, se encuentra
138 teñida de colores rojo-morados por un espesor de hasta 20 m por debajo de la discordancia aludida.
139 Este efecto de tinción localizada junto al clivaje penetrativo hacen que la misma pueda confundirse con
140 asomos de la Formación Puncoviscana. Sin embargo, la continuidad cartográfica y la presencia de
141 fósiles permite confirmar que se trata de Ordovícico, como fuera sostenido por Turner (1958, 1964a y
142 1964b).

143 Sobre el paquete rojizo de la Formación Pirgua asignada a ambientes continentales fluviales y
144 fluvio-eólicos (Marquillas *et al.* 2005) se apoya concordantemente y en contacto neto un intervalo de
145 ~15 m de espesor de pelitas y fangolitas de color verde con alternancias de areniscas cuarzosas
146 delgadas y medianas de color amarillento. Estas contienen un notable desarrollo de conjuntos delgados
147 a medianos con estatificación cruzada (Fig. 4b). El análisis de este intervalo verde-amarillento
148 constituye el objetivo de este trabajo. Por encima del mismo se dispone, también en contacto neto no
149 angular, un paquete de ~21 m de espesor de areniscas blanquecinas algo calcáreas y friables (Figs. 3 y
150 4). Según la literatura, este último se correspondería con la Formación Lecho (véase apartado
151 siguiente).

152 Finalmente, en concordancia y mediando un contacto neto, se disponen las primeras calizas
153 arenosas, de color ocre-amarillento, asignadas a la Formación Yacoraite. Esta última unidad tiene un
154 espesor aflorante de ~20-25 m en los asomos del cordón de los Siete Hermanos, pero su espesor total
155 medido sobre la quebrada del río Yavi alcanza 91 m. Sobre la misma se apoyan fangolitas rojizas y
156 areniscas arcósicas pertenecientes a la Formación Mealla o el Subgrupo Santa Bárbara indiferenciado
157 (Vilela 1956). El criterio seguido para cartografiar la Formación Yacoraite es la aparición y
158 desaparición en la base y el techo, respectivamente, de calizas y dolomías.

159

160 **Formación Lecho**

161 Esta unidad definida formalmente por Turner (1958) fue reconocida y descripta primeramente
162 en el NOA, incluyendo los asomos de Yavi, por Schlagintweit (1941). Este autor ya había argumentado
163 que las nomenclaturas informales desarrolladas por Brackebuch y Hagerman (en Schlagintweit 1941)
164 de “areniscas basales” y “areniscas inferiores” respectivamente, tenían gran distribución en el norte de
165 Argentina y centro sur de Bolivia. Con posterioridad, fueron incluidas como unidades formales dentro
166 del Subgrupo Balbuena (Moreno 1970). Hagerman (1933) había denominado como “areniscas
167 inferiores” o intervalo “Y” al intervalo silicoclástico dispuesto en concordancia por debajo de los
168 carbonatos y su nomenclatura informal fue utilizada por los geólogos de YPF que cartografiaron el
169 NOA hasta 1940. En Yavi, esta unidad se interpone entre depósitos rojos asignados a la Formación
170 Pirgua (indiferenciada) y el horizonte blanquecino-amarillento calcáreo-dolomítico que corresponde a
171 la Formación Yacoraite. Se compone principalmente por areniscas medianas de colores claros, las que
172 comúnmente llegan a constituir la totalidad de su espesor y contiene intervalos conglomerádicos finos e
173 intercalaciones de pelitas verdes en su base, aunque en proporciones menores según las descripciones
174 originales de Turner (*op.cit*). Este nombre fue extendido a toda la cuenca del Grupo Salta en el NOA
175 (Moreno 1970, Turner y Mon 1979, Mingramm *et al.* 1979, Salfity 1980, Salfity y Marquillas 1981). Si
176 bien en el extremo norte del depocentro de Tres Cruces no supera los 40 m de espesor, en el resto de la
177 cuenca han sido interpretados espesores próximos a 150 m y superiores, destacándose dentro de su
178 conformación areniscas blanquecinas macizas o con estratificación cruzada de gran porte. Estas
179 areniscas subfeldespáticas a cuarzosas bien seleccionadas y redondeadas han sido interpretadas como
180 producto de depositación eólica (Marquillas *et al.* 2005). Adicionalmente, se han interpretado
181 ambientes fluvio-eólicos con transiciones a complejos de duna e interduna (véase Marquillas *et al.*
182 2005, Starck 2011 y referencias allí citadas).

183 Siguiendo a otros autores, Starck (2011) remarca que la Formación Lecho es reconocida
184 prácticamente en toda la cuenca con similares características y destaca por sus depósitos de origen
185 eólico. Este último autor, resalta que la unidad ha sido incluso constatada en pozos perforados en
186 posiciones bastante internas dentro de la subcuenca de Lomas de Olmedo, donde se reconoce
187 estratificación entrecruzada de gran escala, aunque no se ha reconocido en el registro de subsuelo del
188 Yacimiento Caimancito ni en los cercanos afloramientos del Cerro Amarillo en Calilegua, al menos no
189 con sus características distintivas. Vale señalar que Marquillas *et al* (2005) resaltaron la existencia
190 localizada de intervalos con pelitas de colores verdes tanto en los depocentros de Tres Cruces como en
191 Metán, que asignaron a un ambiente lacustre. Asimismo, Marquillas y Salfity (1990) describieron

192 intercalaciones carbonáticas y margosas de menos de 5m de espesor dentro del tercio inferior de la
193 unidad en la zona de Yavi, que no fueron reconocidos en el presente estudio.

194

195 **Actualización del conocimiento sobre la Formación Lecho**

196 En este apartado se dan a conocer aspectos relevantes de la Formación Lecho que permiten su
197 revisión y enmienda. Tanto en el flanco oriental del cordón de los Siete Hermanos (en la localidad tipo)
198 como inmediatamente al norte, en el cierre del anticlinal (Fig. 2) antes mencionado, la unidad
199 desarrolla una división en dos miembros informales con colores y litologías diferentes (Figs. 3 y 4a). El
200 intervalo inferior apoya concordantemente sobre los depósitos rojos de Pirgua y desarrolla delgados
201 conglomerados lenticulares seguidos de fangolitas moradas y verdes que luego intercalan y gradan con
202 limolitas arenosas y areniscas amarillentas compactas. Los intervalos de fangolitas verdes pueden
203 alcanzar el metro de espesor individual y son macizos y moteados, con un intervalo basal
204 ocasionalmente morado, inmediatamente por encima del contacto. Dentro de este miembro, alternan
205 delgados paquetes limo-arenosos, a veces calcáreos, profusamente bioturbados. Hacia arriba las pelitas
206 verdes sólo quedan registrando pequeñas particiones entre las areniscas cuarzosas amarillentas (Fig.
207 4b). Este conjunto litológico no fue originalmente bien individualizado por Turner (1958, 1964a,
208 1964b) ni por autores posteriores, excepto parcialmente por Marquillas y Salfity (1990), quienes
209 además mencionaron la presencia de algunas calizas. Este miembro inferior verde-amarillento de la
210 sección tipo de la Formación Lecho (~15 m) es casi tan importante en espesor como el miembro
211 superior de areniscas blanquecinas, constituido por bancos de gran espesor de areniscas calcáreas,
212 macizas y más friables, que sólo localmente exhiben estratificación cruzada de gran porte. Este
213 intervalo constituye, en esta localidad, la división superior de la Formación Lecho (Fig. 4b). En su
214 tramo superior, esta última división exhibe una profusa bioturbación, representada por un patrón de
215 tubos (de pocos cm de diámetro) interconectados, dispuestos en tres dimensiones y asociados con
216 cámaras cementadas diferencialmente y resaltadas en tonalidades ocre, similares a lo observado en
217 otras localidades de más al sur (*e.g.* Espinazo del Diablo, Coppa Vigliocco *et al.* 2018). Una superficie
218 neta concordante y con geometría planar, localmente ondulada y conteniendo clastos dispersos de
219 tamaño guija a guijón de cuarzo redondeado, la separa de calizas arenosas oolíticas y fosilíferas
220 pertenecientes a la Formación Yacoraite.

221

222 **Facies y estructuras sedimentarias del intervalo inferior de la Formación Lecho**

223 Dentro del intervalo inferior, aparte de las fangolitas verdes micáceas bioturbadas (Fig. 4b), se
224 desarrollan paquetes de transición limo-areniscosos y areniscas con una diversidad de estructuras y
225 geometrías que resultan paleoambientalmente significativas y describimos en detalle a continuación.

226

227 **a) Conjuntos con estratificación cruzada y pantallas de fango:**

228 Se trata de paquetes de areniscas con notable estratificación cruzada con espesores de conjuntos
229 individuales (*sets*) entre 0,05 y 0,25 m y espesores compuestos (*cosets*) superiores al 1 m de espesor
230 que lateralmente muestran buena continuidad lateral y en ocasiones se acuñan contra otros
231 desarrollando lenticularidad. Internamente, se caracterizan por preservar particiones pelíticas rítmicas,
232 particularmente mejor preservadas y de mayor espesor hacia la base de los conjuntos individuales
233 (Figs. 6a, 6b, y 7a-d). Es común que se asocien con acumulaciones de intraclastos pelíticos dado que las
234 corrientes subsiguientes pueden erosionarlas parcial o totalmente. Vista en cortes longitudinales la
235 estratificación cruzada posee ángulos frontales máximos de entre 25° y 30° y terminaciones
236 tangenciales hacia la base donde las particiones pelíticas convergen. Las particiones pelíticas
237 rítmicamente intercaladas (Figs. 7c y 7d) normalmente se acuñan hacia los topes de los conjuntos. Los
238 topes pueden ser truncados (con terminaciones en ángulo-*toplaps* marcados) o mostrar inflexiones
239 hacia ángulos menores, en cuyo caso se distinguen geoformas, del tipo de las dunas 3D con longitudes
240 de onda de entre 1 y 5 m. En estos últimos casos, cubiertas pelíticas se proyectan sobre toda la cara de
241 avalancha y tapizan incluso las caras de transporte. Algunos de estos topes presentan notable
242 perturbación por actividad de invertebrados y tubos verticales que descienden decenas de centímetros
243 dentro de los conjuntos laminados (Fig. 8f).

244 Conjuntos con estratificación cruzada y pantallas de fango son comunes de sistemas
245 depositacionales influenciados por mareas (Terwindt 1971, Allen y Homewood 1984). La depositación
246 de fango arcillo-limoso proviene de las elevadas concentraciones que alcanzan >10 g/l (Faas 1991) y
247 pueden depositar capas de hasta 1 cm durante el momento de quietud entre mareas, donde se gatilla la
248 decantación. Elevadas concentraciones de finos en suspensión promueven procesos de floculación
249 dentro de la zona de máxima turbidez en estuarios y en planicies mareales circundantes (Dalrymple y
250 Choi 2007). Pantallas de fango como las descritas se interpretan como relictos de etapas de
251 decantación asociadas a la interrupción de corrientes propias del momento de reversión de mareas
252 (*slack period*) sobre dunas subacueas (Visser 1980, van del Berg 1980, Boersma y Terwindt 1981). Al
253 depositarse una cubierta pelítica en el período muerto, de inversión entre ambos picos de corriente, la
254 misma puede retrabajarse y quedar preservada como intraclastos pelíticos.

255 En ambientes estuarinos con abundantes finos en suspensión, la floculación es capaz de
256 depositar cubiertas o cortinas de fango que tienen buen potencial de preservación, incluso aunque el
257 incremento de las condiciones de flujo durante la reversión de la marea, produzca erosión y eliminación
258 parcial de la misma (Dalrymple 2002, van del Berg *et al* 2007). La eliminación parcial de la cubierta
259 pelítica afecta preferencialmente a la sección superior del conjunto laminado, más expuesto dentro de
260 la columna de agua, que es capaz de eliminar o retrabajar el tapete pelítico (dejando como únicas
261 evidencias algunos intraclastos).

262

263 **b) Estratificación sigmoidal:**

264 Son areniscas finas con conjuntos de estratificación cruzada de entre 0,20 y 0,50 m de espesor
265 con terminaciones tangenciales hacia abajo y hacia arriba, comúnmente remarcadas por particiones
266 pelíticas o acumulaciones de intraclastos, e internamente se caracterizan por cambiar periódicamente
267 los ángulos de reposo y los espesores de las láminas frontales (Fig. 6a). En coincidencia con los
268 mayores espesores se reduce la participación de particiones pelíticas que por el contrario se agrupan, a
269 manera de haces en los intervalos de láminas con menor espesor. También lateralmente dentro de estos
270 ocasionalmente se desarrollan truncamientos con muy bajo ángulo. Los conjuntos sucesivos pueden
271 estar separados por superficies erosivas de menor ángulo acompañadas por acumulación de
272 intraclastos. Alternativamente, los sigmoides pueden estar separados o remarcados por la acumulación
273 diferencial de particiones pelíticas bioturbadas.

274 Los paquetes de láminas finas y más gruesas dentro de los conjuntos laminados son indicativos
275 de diferentes capacidades tractivas que se pueden asociar a las distintas intensidades que
276 periódicamente desarrollan las mareas durante el ciclo de sicigia-cuadratura cuando afectan ondas
277 (mesoformas) de arena (van der Berg *et al.* 2007). Por su geometría interna rítmica se los interpreta
278 como laminación cruzada bandeada (*tidal bundles*, van den Berg 1982, Longhitano, 2011). Esta
279 alternancia es diagnóstica de influencia de mareas (Boersma 1967, Kessler y Gallop 1988, Ladipo
280 1988). Cuando los conjuntos se preservan en su totalidad, reflejando la amplitud real de las formas de
281 lecho que le dieron origen (Nio *et al.* 1983), desarrollan geometrías sigmoidales (Kreisa y Moiola
282 1986). En ambientes dominados por mareas la presencia de superficies de reactivación (Klein 1970,
283 Dalrymple *et al.* 1978), es decir superficies de interrupción con suave erosión, constituyen una norma
284 (de Mowbray y Visser 1984, Nio y Yang 1991) y caracterizan los momentos de mayor intensidad de
285 corrientes (durante la sicigia), mientras que los haces de particiones pelíticas preferencialmente
286 preservados son indicativos de etapas con menor amplitud de mareas (durante la cuadratura).

287

288 **c) Estratificación cruzada bimodal (de tipo *herring-bone*):**

289 Constituye la típica estratificación en espina de pez o huso de arenque representada en areniscas
290 finas a medias que desarrollan un par de conjuntos con estratificación cruzada y con vergencias
291 opuestas ($\sim 180^\circ$) o divergentes. Las direcciones de paleocorrientes dominantes son SO-NE aunque el
292 sentido predominante de los *sets* de mayor envergadura es hacia el NE. Estos últimos comúnmente no
293 muestran tapices pelíticos (Fig. 6b) o sólo están preservados en la base de algunos conjuntos. Los
294 ángulos de reposo de la laminación cruzada de ambos conjuntos están por encima de los 20° y están
295 separados por una superficie horizontal no erosiva. Ambos conjuntos pueden tener espesor similar o
296 diferente (Fig. 6a, 7b, 7c) y no alcanzar el equilibrio. Asimismo, existen variedades donde las corrientes
297 subordinadas sólo alcanzan a mover pequeñas ondulitas a contra corriente, desarrollando ocasional
298 laminación cruzada a reversa.

299 Se trata de estructuras generadas a partir de mesoformas de lecho (dunas) por reversión de
300 corrientes y, particularmente, bien desarrolladas en flujos canalizados con buena provisión de
301 sedimentos (van del Berg *et al* 2007, Coughenour *et al.*, 2009). La alternancia (bimodalidad de las
302 paleocorrientes) puede verificarse en los perfiles longitudinales donde los conjuntos revierten su
303 sentido de avance en $\sim 180^\circ$ (Klein 1970, 1998). Tapices pelíticos sólo se preservan en la base de
304 algunos conjuntos ya que domina la erosión y el transporte de arenas. La estratificación cruzada bimodal
305 normalmente refleja cierta simetría de las mareas, hecho que es poco común dado que en los sectores
306 internos de los estuarios las mareas de ingreso son más intensas que las de egreso y esto produce una
307 cierta asimetría en las estructuras resultantes (Allen 1991, Steel *et al.* 2012). Por el contrario, en los
308 sectores fluviales influenciados por mareas la asimetría suele ser inversa, producto de la mayor
309 intensidad de la corriente saliente asociada con el efecto de endicamiento por mareas (van del Berg *et*
310 *al.* 2007).

311

312 **d) Facies Heterolíticas**

313 Constituyen paquetes delgados a medianos compuestas por un conjunto de transiciones entre
314 delgadas alternancias de areniscas y pelitas con geometrías lenticulares, ondulantes y *flaser*. Las
315 areniscas finas lenticulares y ondulantes poseen notable laminación interna cruzada, crestas
316 puntiagudas y acreción en ambas caras. Además, con frecuencia desarrollan truncamientos internos
317 cóncavos (*scooped surfaces*) y direcciones opuestas de la laminación cruzada (bimodal bipolar). Las
318 intercalaciones pelíticas de color verde contrastante están representadas por particiones discontinuas

319 muy delgadas ($< 1\text{mm}$) de pelitas dispuestas en los senos de ondulitas simétricas y dentro de un
320 dominio más arenoso, siendo la variedad *flaser* la más representada (Fig. 6c). Además, internamente se
321 producen transiciones graduales entre las mismas y hacia los paquetes de fangolitas verdes y de
322 areniscas amarillentas, respectivamente. Los índices de óndulas (λ/a) varían entre 5 y 10.

323 Se interpretan como producto de una alternancia de tracción-decantación en ambientes muy
324 someros dominados por oleaje (de Raaf *et al.* 1977, Clifton y Dingler 1984) y recurrencia de mareas
325 (Reineck y Wunderlich 1968, de Raaf y Boersma 1971, Nio y Yang 1991). Mientras que el oleaje es el
326 responsable de los perfiles simétricos, crestas puntiagudas y los truncamientos cóncavos, la periódica
327 actividad de mareas habría sido responsable de la bimodalidad observada en la laminación interna (de
328 Raaf y Boersma 1971, 2007). Asimismo, la decantación de pantallas de fango que preferencialmente se
329 preservan en los senos, indica el período tranquilo de inversión de las mareas (*tide slack-period*)
330 durante el cual se produce la decantación (Visser 1980, Dalrymple 1992). El conjunto de estas
331 estructuras son típicas de planicies influenciadas por mareas caracterizadas por condiciones de bajo
332 régimen de flujo, oscilatorio a multidireccional y con fuerte desequilibrio hidrodinámico (Myrow *et al.*
333 2018), mientras que la alternancia de lapsos con decantación adquiere buen potencial de preservación y
334 constituye una característica diagnóstica de ritmitas mareas (Nio y Yang 1991, Allen 1991, Klein 1998).
335 Esta asociación de facies es típica de llanuras de marea (Tessier 1993) y la mayor frecuencia de
336 particiones pelíticas o una mayor relación pelita/arena-limo indica que la etapa de decantación tuvo alta
337 tasa de preservación o existió una buena disponibilidad de finos en suspensión (van del Berg *et al.*
338 2007, Dalrymple y Chio 2007). Repeticiones cíclicas han sido interpretadas como jerarquías de
339 periodicidades típicas de dominios de marea (Nio y Yang, 1991, Archer 1998, Longhitano *et al.* 2012).

340

341 e) Horizontes con acumulación de intraclastos:

342 Se trata de intervalos delgados y muy delgados de brechas a conglomerados finos de
343 intraclastos con matriz arenosa que involucran clastos pelíticos planares (discoidales) y poseen mala a
344 regular selección y tamaños entre 0,01-0,05 m en promedio pero pueden alcanzar 0,10 m de tamaño
345 (Figs. 6a y 6c). Los intraclastos pueden variar entre muy angulosos y a veces desflecados hasta
346 subredondeados. En ocasiones muestran imbricación y un ordenamiento ascendente dentro de matrices
347 arenosas. Normalmente, están dispersos y remarcando la estratificación cruzada o se acumulan en
348 horizontes separados por conjuntos de areniscas medianas con estratificación cruzada también
349 conteniendo intraclastos dispersos. Particularmente se acumulan en la parte inferior de los conjuntos y
350 muestran transiciones con conjuntos con abundantes pantallas de fango.

351 Se interpretan como productos de acumulación luego de etapas erosivas asociadas con reversión
352 e incrementos de la velocidad de las corrientes que favorecen la erosión de mantos pelíticos y su
353 redepósito como intraclastos pelíticos a manera de brechas intraformacionales, generalmente con
354 escaso transporte. Son comunes en ambientes estuarinos (Ehlers y Chan 1999, Longhitano 2012) donde
355 los finos se acumulan con gran rapidez durante los máximos de turbidez (Dyer 1995, Dalrymple y Chio
356 2007), floculando y manteniéndose como depósitos cohesivos (Mc Cave 1970, Mehta 1989), lo que les
357 brinda un mayor potencial de preservación, incluso aun no estando del todo consolidados (Faas, 1991).
358 Los rápidos cambios de polaridad e incremento de la velocidad de corriente asociada con flujos de
359 ingreso y egreso de las mareas promueven la erosión en parches y eliminación parcial de las cubiertas
360 de pelita que generan la acumulación de intraclastos (*mud rip-up clasts*), que pueden variar su
361 redondeamiento según el grado de transporte y consolidación original de la pelita disturbada (Clifton
362 1983). Estas acumulaciones delgadas de intraclastos pelíticos comúnmente remarcen superficies de
363 reactivación, se concentran en zonas de separación de flujo en senos mayores entre dunas o barras o
364 como depósitos residuales (*lags*) en surcos erosivos y canales. Los picos de intensidad de corrientes
365 producen la erosión y reacumulación de los intraclastos en fondos de canales, depresiones y caras
366 frontales de dunas. Este proceso no requiere de emersión y están desvinculados con fenómenos de
367 desecación y cuarteamiento, aunque estos productos pueden excepcionalmente encontrarse mezclados
368 en ambientes de llanuras de mareas, particularmente si quedan expuestas a insolación-desecación.

369

370 **Asociación de facies estuarina con influencia mareal**

371 La asociación de facies permite interpretar un paleoambiente litoral dominado por notable
372 influencia de mareas y el conjunto de facies resulta diagnóstico de ambientes submareales someros. El
373 apilamiento vertical con una tendencia estratocreciente y su desarrollo por encima de un dominio de
374 fangolitas moradas y verdes sugiere la instalación, relativamente rápida, de un ambiente subacuo
375 dominado por condiciones reductoras, compatible con un episodio transgresivo. No obstante, los
376 delgados conglomerados lenticulares que lo separan de la unidad infrayacente (Fig. 5b) podrían
377 constituir acumulaciones residuales asociadas con una etapa de pasaje fluvial, donde se concentraron
378 clastos de cuarzo y productos de retrabajo desde el Ordovícico infrayacente. No se descarta la
379 posibilidad de que los mismos coincidan, parcialmente, con una superficie de ravinamiento indicativa y
380 diagnóstica de una incursión marina y generada a partir de la influencia de mareas que constituyeron un
381 agente activo, capaz de producir erosión en subambientes relativamente restringidos, como en bocas de
382 estuarios (Fig. 9).

383 Inmediatamente por encima del paquete basal más fangoso y moteado (Fig. 8d y 8e) se
384 desarrollan cuerpos lenticulares con estratificación sigmoidal y cruzada bidireccional con tendencias
385 granodecrecientes y pasajes a paquetes de facies heterolíticas progresivamente afectados por intensa
386 bioturbación. En el tope de algunos bancos de areniscas y en los centímetros superiores de varios
387 conjuntos estatificados se advierten variedades de tubos verticales cilíndricos (Fig. 8f), característicos
388 de la icnofacies de *skolithos* (Frey y Pemberton 1984), asociadas a organismos suspensívoros que
389 localmente alcanzan a borrar las estructuras mecánicas (Figs. 8a-c y 8e).

390 El rápido enarenamiento por encima del intervalo conteniendo facies de fangolitas verdes
391 bioturbadas y la profusa actividad de mareas registrada en el paquete arenoso permiten interpretar el
392 desarrollo de barras activas en un ambiente estuarino interno, donde las mareas normalmente se
393 potencian a partir de la propia geometría en embudo (Allen 1991). Esto explicaría la bimodalidad de las
394 paleocorrientes y la abundancia de estructuras diagnósticas de procesos mareales. Asimismo, la
395 tendencia granoestratoecreciente (registrada por debajo del paquete eólico) indica un patrón progradante,
396 compatible con el desarrollo de deltas de cabecera de estuario (Ashoff *et al.* 2018). Esto último resulta
397 consistente con lo observado en los afloramientos de buena calidad que se exponen dentro de las
398 paredes del cañón del río Yavi (Fig. 2), donde por encima del paquete basal predominantemente fangoso y
399 a partir de la mitad de la sección inferior (Fig. 4b) se desarrollan dos intervalos arenosos de algunos
400 metros de espesor con sutiles clinofomas (Fig. 10). Estos rasgos resultan consistente con los señalados
401 por Ashoff *et al.* (2018) y tipifican a depósitos deltaicos desarrollados en regiones de cabecera de
402 estuarios poco profundos.

403 Los registros fósiles de sistemas estuarinos suelen tener escaso espesor y desarrollo localizado
404 (Milano y Steel, 2002, Rossetti y Junior 2004, Longhitano *et al.* 2012, Ashoff *et al.* 2018). Su
405 restricción espacial (Fig. 9) se asocia con líneas de costa recortadas y efluentes que contribuyen con el
406 suministro detrítico que se acumula preferencialmente dentro de dichos ambientes (Allen 1991,
407 Dalrymple y Chio 2007, Dalrymple *et al.* 2012). Este aspecto debe ser tenido en cuenta en las
408 correlaciones que se efectúan, donde a reducidas distancias el registro sedimentario puede tener
409 aspectos muy diferentes dada la complejidad que puede adquirir el mosaico ambiental (Bosence 1971,
410 Ryan *et al.* 2003, Longhitano *et al.* 2012, Shchepetkina *et al.* 2016). El diagrama de la Figura 9a como
411 así también el corte graficado en la Figura 9b muestran el grado de solapamiento que pueden existir
412 entre facies estuarinas y de albuferas o engolfamientos y el gradiente fluvio-mareal que afecta al
413 sistema estuarino en función de las características hidráulicas del río (incluyendo caudales y carga
414 sedimentaria) y de la amplitud de mareas que afectan al sistema litoral. Este último factor junto con la

415 pendiente regional costera regulan la extensión de la influencia mixta que normalmente varía entre 1 y
416 20 km (entre costas micro y macromareales, respectivamente). La interacción entre el sistema fluvial y
417 la influencia mareal regula los productos sedimentarios y las paleocorrientes dominantes, mientras que
418 las fluctuaciones del nivel de base y los aportes sedimentarios regulan los arreglos estratigráficos
419 progradantes, retrogradantes o agradantes y permiten interpretar etapas regresivas o transgresivas y la
420 naturaleza de las superficies limitantes.

421

422 **Correlación estratigráfica e interpretación regional**

423 A 80 km hacia el sur se exponen afloramientos de la Formación Lecho en ambos flancos del
424 anticlinorio de Tres Cruces (Figs. 1 y 11a). Una columna de detalle de esta sección puede cotejarse en
425 la Figura 12, donde se ubica también la columna representativa del estratotipo de Yavi y se propone una
426 correlación tentativa.

427 Si bien el objetivo de este trabajo no fue mostrar la complejidad interna que esta unidad posee y
428 particularmente en su sección basal, esto puede apreciarse a partir del contraste que ambas presentan.
429 En la columna de Tres Cruces el intervalo inferior tiene características totalmente diferentes a las que
430 muestra en el cordón de los Siete Hermanos (Fig. 12). Está representado por un intervalo rojizo-morado
431 (6,5 m) con notable moteado (Fig. 11b) que se apoya por encima de un espeso paquete de areniscas y
432 fangolitas rojas que alternan con conglomerados lenticulares (7,5 m) conteniendo abundante cuarzo y
433 fragmentos de basamento. La serie roja ha sido mapeada como depósitos pertenecientes al subgrupo
434 Pirgua (Boll y Hernández 1985). El intervalo rojo-morado posee una textura limo arenosa y se
435 caracteriza por un profuso moteado y registro de patrones de marmorización, bioturbación,
436 calcretización y silicificación propio de paleosuelos (Fig. 12b). Los calcretes incluyen niveles con
437 abundantes glebulas y rizolitos. Por encima de esta sección, se apoya un intervalo de areniscas
438 blanquecinas friables y porosas (parcialmente calcáreas), dispuestas en mantos de gran espesor que
439 localmente muestra patrones de estratificación cruzada de gran porte y truncamientos internos,
440 compatibles con aquellos que caracterizan a depósitos de eolianitas. Este intervalo ha sido
441 profusamente ilustrado y mencionado como característico de la Formación Lecho en otras localidades
442 de la cuenca (Moreno 1970, Salfity 1980, Marquillas *et al.* 2005, Hernández *et al.* 1999, Stark 2011,
443 entre otros). Finalmente, por encima del intervalo eólico y mediando un contacto neto planar se apoyan
444 calizas arenosas de la Formación Yacoraite. Clastos de cuarzo tamaño guija y guijón muy redondeados
445 se encuentran acumulados o dispersos siguiendo el plano de contacto que localmente muestra
446 ondulaciones.

447 El conjunto superior eólico de la Formación Lecho que en esta región alcanza ~35 m de
448 potencia claramente litocorrelaciona con el intervalo superior definido en el estratotipo de Yavi (Fig.
449 11). Además, los contactos con las unidades infra y suprayacentes son muy similares. El problema lo
450 representa el hecho de que el miembro inferior estuarino en Yavi no posee ningún parecido con el que
451 aparenta como equivalente estratigráfico en Tres Cruces. A pesar que éste ocupa igual posición
452 estratigráfica en lugar de ser verde es rojizo y está profusamente pedogenizado indicando que se trata
453 de un paquete continental caracterizando a una planicie aluvial con desarrollo de suelos. Esto permite
454 sugerir que mientras que al norte se desarrollaba un sistema estuarino, influenciado por mareas,
455 contemporáneamente más al sur una serie de paleosuelos caracterizan una paleogeografía subaérea,
456 afectada por procesos de condensación y calcretización. Por su posición estratigráfica acotada y espesor
457 similar es posible que ambos miembros sean contemporáneos y hayan formado parte de una etapa
458 transgresiva bajo el mismo régimen de acomodación. Mientras que la región de Yavi habría estado
459 directamente influenciada por el nivel de base marino la región de Tres Cruces no habría sido alcanzada
460 ni influenciada directamente por la transgresión, aunque el incremento del nivel de base habría
461 propiciado un equilibrio del paisaje y la consecuente formación y preservación de suelos.

462 De esta manera, puede concluirse que la correlación regional de perfiles ubicados en una
463 transecta norte-sur (Fig. 12) sugiere que la transgresión marina habría penetrado Argentina desde el
464 norte. Sus efectos directos no habrían alcanzado la región de Tres Cruces, lo que permite establecer
465 reconstrucciones paleogeográficas más precisas para este lapso y confirmar la presencia de una primera
466 etapa transgresiva afectando el noroeste argentino, previo a la discutida transgresión marina de
467 Yacoraite. Cabe mencionar, que los asomos referidos a la Formación Lecho más próximos a la región
468 de estudio, ubicados ~55 km hacia el suroeste en el flanco occidental de la Sierra de Cochinoa,
469 tampoco contendrían evidencias marinas de acuerdo a lo expuesto en Turner (1958, 1964a).

470 Asimismo, nuestra correlación permite sostener que el intervalo eólico del miembro superior
471 representa un momento acotado dentro del desarrollo estratigráfico, posiblemente asociado con un
472 proceso de aridización inducido por un cambio climático que, habría afectado a toda la cuenca del
473 Grupo Salta. Este hecho posee significado estratigráfico y permite sostener que los complejos eólicos
474 se desarrollaron con posterioridad a la etapa transgresiva y, en general, no representan transiciones
475 laterales de facies. De ser así, el intervalo eólico, de amplia distribución en la cuenca, representaría el
476 registro de una etapa regresiva subsiguiente a la etapa transgresiva interpretada a partir de los depósitos
477 aquí descriptos. Esta hipótesis, no invalida la posibilidad de que existan algunos depósitos eólicos que
478 puedan haberse desarrollado contemporáneamente como parte de los engranajes laterales de facies del

479 sistema estuarino retrocedente, al igual que tampoco debe descartarse alguna situación local donde
480 carbonatos subacuosos intercalen entre los depósitos mareales del cortejo transgresivo.

481

482 **Discusión**

483

484 **Dinámica transgresiva-regresiva en el desarrollo estratigráfico de registros epicontinentales**

485 Los mares epicontinentales o mares epíricos, que resultan de la inundación de extensas regiones
486 continentales (Pratt y Holmden, 2008), poseen por definición gran expresión geográfica, escasa
487 profundidad y pendientes de fondo muy exiguas (Irwin 1965), condiciones que influyen notoriamente
488 en la extensión areal y en los productos litofaciales que pueden ser muy variados, asociados con la
489 fuerte compartimentación que pueden desarrollar. Este último aspecto se relaciona directamente con la
490 variedad de controles físicos y climáticos, asociados con suministro detrítico y con fluctuaciones del
491 nivel del mar. Estos controles pueden maximizar las diferencias entre productos sedimentarios,
492 estructuras y biotas (Hallam 1975). La preservación de las cuñas sedimentarias controlada por cambios
493 del nivel de base y del suministro puede ser muy variable y discontinua, aunque los registros pueden
494 tener enorme distribución areal.

495 En el pasado ha sido argumentado que en mares epíricos por rozamiento y disipación, tanto la
496 energía del oleaje de tormentas como de las mareas sufre marcada atenuación (Shaw 1964, Irwin 1965).
497 Sin embargo, estudios más recientes (Allison y Wells 2006) han encontrado que esto es muy variable y
498 existen casos modernos de influencia incluso macromareal (Rahmani 1998, Ehlers y Chan 1999, Steel
499 *et al.*, 2012), que pueden resultar disruptivos (Austin y Scourse 1997) y evitar estratificación de la
500 comuna de agua y anoxia en aquellas regiones interiores, separadas por umbrales más someros. Los
501 efectos de estrangulamiento y resonancia afectan y potencian las mareas, tema que se investiga
502 activamente (*e.g.*, Ericksen y Slingerland 1990, Wells *et al* 2005, 2010), y es claro que su papel resulta
503 clave para comprender las señales sedimentológicas, geoquímicas y bióticas. Dentro del Subgrupo
504 Balbuena se han realizado escasas consideraciones al respecto e incluso se ha cuestionado la naturaleza
505 marina de algunos intervalos. Sin embargo, vale señalar que Allison y Wells (2006) señalan que un mar
506 epicontinental y sistemas lacustres pueden tener grandes similitudes y muy pocas diferencias, lo que
507 hace aún más interesante encontrar señales y *proxies* en favor de uno u otro.

508 Mientras que la visión tradicional es que los registros estratigráficos de mares epicontinentales y
509 los cambios verticales tienen gran extensión areal (*layer-cake stratigraphy*), por la notable complejidad
510 paleogeográfica que desarrollan y su escasa profundidad pueden desarrollar marcados cambios laterales

511 de facies. Esto último, tiene que ver con cierta compartimentación asociada con la presencia de
512 umbrales internos y áreas emergidas y con suministros detríticos localizados, que pueden llenar el
513 espacio disponible con gran velocidad en determinadas regiones, mientras que en otras, si las
514 condiciones del agua y el clima son apropiadas, pueden desarrollarse carbonatos o evaporitas.

515 Independientemente del tipo de sedimentación, fluctuaciones menores del nivel del mar
516 producen efectos notables expresados en repentinos y notables cambios de facies y labrado de
517 discontinuidades, que en otros marcos pueden ser menos significativos. Asimismo, el reducido espacio
518 de acomodación permite que ciertos registros sean fácilmente eliminados durante etapas regresivas. Por
519 lo tanto, el registro estratigráfico de un mismo episodio puede ser diferente y discontinuo, lo que
520 dificulta interpretaciones paleoambientales y la correlación estratigráfica.

521 En el marco de una paleogeografía con muy escasa pendiente regional, compatible con la que se
522 desarrolla en mares epicontinentales, una transgresión puede tener múltiples efectos y desarrollar
523 diferentes respuestas estratigráficas por delante y por detrás de la línea de costa activa (*shoreline*), es
524 decir la costa enfrentada al oleaje activo, normalmente considerada como la cara de playa (*shoreface*).
525 Del lado activo de este subambiente (véase Fig. 9b) se labrará (siempre durante la transgresión) una
526 superficie de erosión transgresiva, que es normalmente llamada la superficie de ravinamiento
527 (*ravinement surface* de Swift 1968, Dalrymple *et al.* 1992, Allen y Posamentier 1993) y se asocia con
528 el poder erosivo que genera sobre el sustrato marino la base del oleaje, tanto de buen tiempo como de
529 tormentas (Nummedal y Swift 1987). Así pueden acumularse líneas de piedras, nódulos y bioclastos
530 truncando un sustrato que puede o no ser marino, dependiendo del alcance y trayectoria de la
531 transgresión. Por detrás de la rompiente activa, y particularmente en mares epicontinentales, puede
532 desarrollarse una gran diversidad de ambientes como sistemas de albuferas, estuarios, lagunas en
533 rosario y engolfamientos de diversa magnitud, conectados o desconectados entre sí. En todo este
534 mosaico de subambientes no se desarrollan típicas superficies de ravinamiento asociadas con el mar
535 transgresivo pero sí pueden desarrollarse superficies erosivas locales asociadas con actividad de mareas
536 (en sistemas influenciados por ellas). De lo contrario, depósitos subacuos directamente cubren y
537 solapan intervalos vadosos e influenciados por freáticas fluctuantes en planicies aluviales e interfluvios.
538 Esto ha sido objeto de gran discusión (Helland-Hansen y Martinsen 1996, Catuneanu, 2006, Embry *et*
539 *al.* 2007, Helland-Hansen y Hampson 2009, Catuneanu *et al.* 2011, Embry y Johannessen 2017) y, se
540 ha demostrado que dependiendo de la pendiente costera un episodio transgresivo puede o no dejar un
541 registro sedimentario preservado por detrás de la línea de costa activa. En el caso que dicho registro
542 quede preservado se denomina transgresión con acreción, mientras en el caso contrario se trata de una

543 transgresión no acrecional (Helland-Hansen y Martinsen 1996). Este último caso, se desarrolla
544 preferencialmente en marcos costeros de baja pendiente con escaso suministro sedimentario durante el
545 cual los ascensos ocurren con velocidad. En mares epicontinentales este tipo domina dentro de la
546 región transgredida por la línea de costa activa, desarrollando superficies de ravinamiento. Aunque, el
547 labrado de estas discontinuidades depende del nivel de energía de los agente activos (oleaje o mareas) y
548 pueden no registrarse (Helland-Hansen y Martinsen, 1996).

549 Cuando la pendiente regional es muy escasa, se maximiza el desarrollo de entrantes y salientes
550 de la línea de costa y, por lo tanto, el desarrollo de geografías estuarinas. En este marco, una etapa
551 transgresiva queda definida de manera muy diferente en la región invadida por el mar, en aquella
552 influenciada por las mareas, pero no necesariamente marina, y en la región continental periférica (Fig.
553 9a). Tres asociaciones de facies diferentes caracterizan a estas tres fajas que se desarrollan en transición
554 espacial (Fig. 9a). Sólo en el caso de la región transgredida efectivamente puede desarrollarse una
555 superficie transgresiva neta (caracterizada como la discontinuidad erosiva de ravinamiento). Dicha
556 superficie tiene un alcance limitado y su máxima expansión areal se registra durante el máximo
557 transgresivo, dado que en el momento de equilibrio durante el cual se produce la inversión de la
558 trayectoria transgresiva a la regresiva (o punto de retorno de nivel alto) la misma se disipa o cambia de
559 trayectoria. Justamente, este cambio define el límite entre las dos etapas, pero lo más significativo es
560 que se trata de un proceso que recorre grandes extensiones geográficas en un reducido tiempo,
561 registrando una leve diacrónica (Fig. 13).

562 En todo el mosaico de subambientes desarrollado por detrás de la línea de costa activa (Fig. 9a),
563 los contactos dominantes son no erosivos, aunque pueden localmente serlo (*e.g.* estuarios), si existen
564 fuertes corrientes de marea (sistemas meso y macromareales). En estos ambientes, en general, el efecto
565 transgresivo puede sólo quedar representado por una transición corta o un contacto neto no erosivo, que
566 refleja un pasaje rápido desde ambientes continentales a ambientes freáticos o subacuos reductores. El
567 potencial de preservación de estos registros puede ser muy bajo a nulo dentro de la región transgredida
568 en marcos epicontinentales de baja pendiente. No obstante, cercano al punto de retorno (máxima
569 influencia transgresiva), al alcanzarse un período de equilibrio, estos registros pueden quedar
570 preservados durante el nivel alto (*stillstand*) lo cual permite cierta agradación.

571 En mares epicontinentales por la escasa pendiente costera los depósitos por debajo y encima de
572 la superficie de ravinamiento deberían por norma tener una diferencia significativa de edad. Sin
573 embargo, depósitos ubicados por encima y por debajo de algunas superficies transgresivas en distintas
574 partes de una cuenca, pueden tener la misma edad. Esto tiene que ver con el carácter diacrónico que

575 desarrollan las propias superficies de ravinamiento que se labran como producto de la combinación de
576 la trayectoria (de avance o retroceso), la geomorfología costera y el suministro sedimentario.

577

578 **Correlación e implicancia estratigráfica-secuencial**

579 La diferencia en el registro estratigráfico entre las columnas separadas ~80 km (Fig. 12) de
580 Yavi, donde el contacto es bastante neto aunque sin signos evidentes de erosión por ravinamiento y las
581 facies sobrepuestas son subacuáticas con notable influencia de mareas, y aquella preservada en Tres
582 Cruces, con el desarrollo de una asociación continental condensada afectada por pedogénesis, permite
583 realizar una correlación estratigráfica entre estas dos regiones. Esta diferencia reflejaría los contrastes
584 paleoambientales generados dentro del marco epicontinental durante la etapa transgresiva y el patrón
585 de facies retrocedente (*backstepping*).

586 El contacto que la sección inferior de la Formación Lecho posee en Yavi puede constituir en
587 parte una superficie de ravinamiento por actividad de mareas retrabajando depósitos fluviales y
588 ubicarse con proximidad al punto de retorno (Fig. 13), lo cual supone que dicha relación estratigráfica
589 resulta de un fenómeno transgresivo que tuvo alcance limitado. Más allá del punto de retorno (o de
590 máxima transgresión) una mayor acomodación habría permitido la preservación de un registro
591 continental, pero los equivalentes estratigráficos serán significativamente diferentes. Mientras que la
592 región de Yavi habría sido alcanzada por la transgresión e influenciada por mareas en un marco
593 estuarino, la región de Tres Cruces habría quedado fuera de tal influencia y, por lo tanto, sólo registra la
594 estabilidad del paisaje de planicies fluviales que acompañaron al sistema estuarino de bajo gradiente
595 (Fig. 13). El hecho de que dichos depósitos de equilibrio se hayan preservado implica que la
596 transgresión efectiva no alcanzó esta última localidad y que el punto de retorno se habría ubicado
597 próximo a Yavi. La influencia máxima o indirecta de dicha transgresión habría inducido acomodación
598 positiva en Tres Cruces permitiendo la preservación de una cuña de paleosuelos representando un
599 correlativo temporal de los niveles estuarinos de Yavi que, a su vez, permitirían posicionar la superficie
600 de máxima inundación (Fig. 13).

601 Considerando los espesores comparables entre Yavi y Tres Cruces puede interpretarse que en
602 ambas regiones el espacio de acomodación habría sido similar, tanto donde fue controlado directamente
603 por el nivel de base marino, como en la región de su influencia indirecta, dada por su proyección dentro
604 del sistema fluvial (Blum y Törnqvist 2000). Estas condiciones y las distintas respuestas estratigráficas
605 de una etapa transgresiva, no siempre son fáciles de identificar en la faja de transición donde engranan
606 los conjuntos de litofacies marinas y continentales. En particular, resulta clave comprender que en los

607 sistemas estuarinos la faja de transición, dispuesta perpendicular a la línea de costa (Fig 9a), puede
608 tener una extensión areal inusual (proyectándose hacia el interior continental) y este efecto, incluso
609 puede maximizarse en situaciones de mares epicontinentales con una exigua pendiente regional.

610 Los depósitos eólicos, que en las dos localidades estudiadas se apoyan sobre asociaciones de
611 facies contrastadas, representarían registros regresivos desarrollados con posterioridad al punto de
612 retorno y, en este ámbito, habría implicado una rápida continentalización. En este sentido, calificarían
613 como depósitos regresivos descendentes (*descending regressive* de Helland-Hansen y Hampson 2009),
614 indicativos de una rápida retracción del mar y, por lo tanto, interpretables como un cortejo sedimentario
615 de retracción (*FSST, falling stage systems tract* de Plint y Nummedal 2000, Coe y Church 2003)
616 asociado con a una regresión forzada (Hunt y Gawthorpe 2000, Catuneanu 2006). Este se asocia con un
617 desplazamiento rápido hacia cuenca adentro (*backstepping-offset-offlap*) y por esta razón, es posible que
618 los complejos eólicos desarrollados por encima constituyan en gran medida una etapa sincrónica,
619 representativa de un cortejo regresivo (*Regressive systems tract* de Embry y Johannessen 1992). Si el
620 marco paleogeográfico no fuese el de un mar epicontinental, es posible que este intervalo pueda
621 interpretarse como desarrollado durante un cortejo de nivel alto (*ascending regressive* de Helland-
622 Hansen y Hampson 2009) y asociarse con progradación durante la etapa de estabilización del nivel del
623 mar (*stillstand*). No obstante, el caso de estudio (Fig 13) muestra reiteradas etapas de progradación
624 efectiva dadas por los complejos de deltas de cabecera de estuario (geográficamente localizados) que se
625 habrían desarrollados a partir del punto de retorno. La etapa eólica de carácter regional por encima se
626 vincularía entonces con una etapa tardía de retracción marina de esta primera etapa transgresiva en el
627 noroeste argentino y asociada con acomodación negativa.

628

629 **Implicancia en el análisis de la cuenca y su paleogeografía**

630 La preservación del intervalo estuarino en Yavi y su cambio a facies continentales en Tres
631 Cruces implica que la penetración marina fue desde el norte. Esto resulta consistente con su
632 acuñamiento y desaparición hacia el sur y permite interpretar la paleogeografía del mar epicontinental
633 desarrollado durante la etapa de *sag* al menos en esta región de las cuencas extensionales del NOA.

634 Por constituir la unidad basal de la serie de post-*rift* del Grupo Salta (Salfity 1982, Gómez Omil
635 *et al.* 1989, Marquillas *et al.* 2005, Hernández *et al.* 1999, 2008, 2017), la Formación Lecho es común
636 que se apoye en discordancia sobre el basamento (pre-Grupo Salta) o sobre intervalos del *synrift*,
637 caracterizados por depósitos rojos del Subgrupo Pirgua (Moreno 1970, Salfity y Marquillas 1994,
638 Starck 2011). La tinción rojiza del Ordovícico infrayacente indicaría que el mismo estuvo exhumado

639 durante un tiempo prolongado antes de ser cubierto por la Formación Pirgua y sería el resultado de
640 meteorización y oxidación profunda. Esto es predecible de secciones ubicadas sobre altos estructurales
641 que habrían sido solapadas tardíamente por las facies de sinrift. Esta situación se constata en la mayoría
642 de los altos que bordean las fosas distensivas donde, por lo general, la unidad comienza con delgados
643 conglomerados basales, como en los casos estudiados en el presente trabajo en Yavi y en Tres Cruces y
644 donde en muchos casos no puede determinarse la magnitud de la discontinuidad que separa los
645 depósitos rojos, pertenecientes al Subgrupo Pirgua indiferenciado, de los depósitos de la etapa de *sag*,
646 incluyendo la Formación Lecho.

647 Si bien Boll y Hernández (1985) interpretaron una interdigitación lateral entre las Formaciones
648 Lecho y Yacoraite, otros autores interpretan a este límite como una superficie neta indicativa de una
649 discontinuidad (Starck 2011), correspondiente a una superficie de inundación que superpone facies
650 subacuáticas de la Formación Yacoraite sobre las areniscas fluvio-eólicas de la Formación Lecho (Coppa
651 Vigliocco *et al.* 2008). Una relación de este tipo, se verifica en los diferentes asomos ubicados en la
652 región norte del depocentro de Tres Cruces como en la localidad de Yavi. Esto no invalida la
653 posibilidad de que lateralmente a los subambientes subacuáticos representados durante los ciclos
654 transgresivos de las formaciones Lecho y Yacoraite puedan haber existido complejos eólicos. Sin
655 embargo, la evidencia de campo, al menos dentro del Depocentro de Tres Cruces, muestra que el
656 paquete eólico representativo de la Formación Lecho está limitado por discontinuidades regionales
657 abajo y encima, que pueden interpretarse como superficies regionales de regresión y transgresión,
658 respectivamente.

659 La razón por la que la correlación estratigráfica entre Yavi y Tres Cruces resulta difícil, tiene
660 que ver con cómo se interpretan las superficies y los paquetes sedimentarios asociados con una
661 transgresión y qué se interpretan como límites de cortejos (Helland-Hansen y Hampson 2009). Esto
662 puede no resultar sencillo, dado que el cortejo transgresivo puede quedar limitado por una superficie
663 transgresiva con carácter diagnóstico por debajo del nivel alcanzado por el mar (en sentido estricto el
664 nivel de base del oleaje), pero sus equivalentes en sistemas litorales influenciados indirectamente por el
665 nivel de base pueden quedar representados por conjuntos litológicos diferentes. Este es el caso que
666 surge de comparar las litologías de la sección inferior de la Formación Lecho en Yavi y en Tres Cruces.
667 Esta discusión, es inherente a la estratigrafía secuencial y a las interpretaciones que se hacen del
668 diacronismo o sincronismo que implican las diferentes discontinuidades (paraconcordancias) que
669 limitan los cortejos sedimentarios (Catuneanu 2006, Embry *et al.* 2007). Incluso sobre la base de
670 dataciones de alta resolución, ausentes a la fecha, puede no demostrarse diacronismo alguno, aun

671 cuando hubiese un cierto desfasaje temporal asociado con los momentos de máxima acomodación en
672 cada segmento del perfil longitudinal de un sistema estuarino que gradúa a uno fluvial (Fig. 9).

673 Por lo tanto, se concluye que las secciones inferiores de la Formación Lecho analizadas en las
674 localidades de Yavi y Tres Cruces constituirían correlativos temporales, como así también el intervalo
675 eólico superior, característico de esta unidad y con expresión regional. Las diferencias de espesor de
676 este último intervalo pueden, en cambio, relacionarse con la acomodación diferencial que ocurre en los
677 ambientes distensivos.

678 La dinámica de la incursión marina asociada con la Formación Lecho contrasta con lo que
679 sucede durante el episodio transgresivo que caracteriza a la Formación Yacoraite que es de carácter
680 regional. Esta se expresa como un contacto neto que puede ser interpretado desde el punto de vista
681 estratigráfico como una línea de tiempo, asociada con una incursión rápida que inundó vastas regiones
682 del retroarco. En ese contexto, la Formación Yacoraite constituye una unidad que solapa una
683 paleogeografía ya peneplanizada y donde el mar epicontinental generó engolfamientos, más propicios
684 para gatillar fábricas carbonáticas. Trabajo en progreso muestra que facies eólicas interactuaron y
685 localmente se preservan dentro de la sección basal de Yacoraite, indicando que el cortejo transgresivo
686 que ésta representa, involucra tanto facies subacuáticas como subaéreas a una escala de mayor resolución.
687 De hecho, la sección basal de la Formación Yacoraite tanto en Yavi como en Tres Cruces posee un
688 paquete de calizas arenosas donde la proporción de siliciclásticos muy bien redondeados (de presunto
689 origen eólico) es particularmente alta y forman la casi totalidad de los núcleos de ooides.

690 Los datos presentados en este trabajo permitirían sostener que en el NOA se registraron dos
691 episodios transgresivos, respectivamente ubicados en la base de la Formación Lecho y en la base de la
692 Formación Yacoraite. Los mismos a escala regional serían correlacionables con dos episodios
693 transgresivos principales que ocurren en otros sitios del país y han sido constatados en Patagonia
694 (Vellekoop *et al.* 2017, Guler *et al.* 2019), incluyendo el offshore (Ottone *et al.* 2018), y la cuenca
695 Neuquina dentro del Grupo Malargüe (Legarreta *et al.* 1989, Barrios 1990). Por esta razón, se
696 privilegia una génesis eustática para estas incursiones marinas que produjeron mares epicontinentales
697 en diversas regiones de Sudamérica, independientemente del contexto de cuencas que se trate.

698

699 **Conclusiones**

700 Se analiza dentro de la Formación Lecho en el cordón de los Siete Hermanos (Yavi, Jujuy), un
701 intervalo de pelitas y areniscas de color verde amarillento que registra evidencias de actividad de
702 mareas y, por lo tanto, se confirma la sugerencia de una primera transgresión de origen marino para el

703 extremo noroeste argentino dentro del Subgrupo Balbuena. La inundación temprana no alcanzó la
704 magnitud, ni extensión areal que alcanzó con posterioridad, durante la transgresión que caracteriza a la
705 Formación Yacoraite y no depósito carbonatos primarios. Las características litofaciales son
706 contundentes y tanto la estratificación sigmoidal, como las facies heterolíticas rítmicas y los conjuntos
707 de estratificación cruzada con cubiertas pelíticas en las terminaciones basales (pantallas de fango) y
708 frecuentes acumulación de intraclastos, constituyen características diagnósticas de actividad de mareas.
709 Estas evidencias litofaciales, junto al contexto de pelitas verdes que un delgado conglomerado basal y
710 la tendencia estratocreciente, constituyen aspectos indicativos de un paleoambiente estuarino. Sutiles
711 clinoformas en la parte superior del intervalo son consistentes con el desarrollo de deltas de cabecera de
712 estuario. El ambiente marino litoral no habría alcanzado la latitud de Tres Cruces (~80 km al sur),
713 donde los perfiles de la Formación Lecho carecen de este intervalo que es reemplazado por una sección
714 rojiza con calcretes, afectada por fuerte pedogénesis y ubicada inmediatamente debajo de los niveles
715 eolianíticos que la caracterizan a nivel regional. La distribución paleogeográfica permite interpretar que
716 dicha transgresión marina penetró desde el norte y, por lo tanto, debería estar registrada en Bolivia. La
717 presencia de al menos dos episodios transgresivos separados durante el Cretácico Superior es
718 compatible con lo que se interpreta en otras regiones de Argentina, indicando que la génesis de los
719 mismos se vincula con picos de estatismo.

720

721 **Agradecimientos**

722 Agradecemos a la Secretaría de Ciencias y tecnologías de la Universidad Nacional de Córdoba
723 los fondos (subsidio 33620180100911CB a R.A.A.) que posibilitó nuestro viaje de campo, la
724 infraestructura de los Laboratorio de Análisis de Cuencas de la Facultad de Ciencias Exactas Físicas y
725 Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba y del Centro de Investigaciones en Ciencias de La
726 Tierra (CICTERRA) y la ayuda en el campo del estudiante Joaquín Pelliza.

727

728 **Referencias**

- 729 Aguirre-Urreta, B., Tunik, M., Naipauer, M., Pazos, P., Ottone, E., Fanning, M. y Ramos, V.A., 2011.
730 Malargüe Group (Maastrichtian-Danian) deposits in the Neuquén Andes, Argentina:
731 Implications for the onset of the first Atlantic transgression related to Western Gondwana break-
732 up. *Gondwana Research*, 19: 482-494.
- 733 Allen, G.P., 1991. Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary: a recent model for
734 macrotidal estuarine systems. En Smith, D.G., Reinson, G.E., Zaitlin, B.A. y Rahmani, R.A.

735 (eds.) Clastic tidal sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 16: 29-
736 39. Calgary.

737 Allen, G.P. y Posamentier, H.W., 1993. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill:
738 The Gironde estuary. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63:378-391.

739 Allen, P.A. y Homewood, P., 1984. Evolution and mechanics of a Miocene tidal sandwave.
740 *Sedimentology*, 31: 63-81.

741 Allison, P.A. y Wells, M.R., 2006. Circulation in large ancient epicontinental seas: what was different
742 and why? *Palaios*, 21: 513-515.

743 Archer, A.W., 1998. Hierarchy of controls on cyclic rhythmite deposition, Carboniferous basins of
744 eastern and midcontinental USA. En Alexander C.R., Davis R.A. y Henry V.J. (eds.) *Tidalites:*
745 *processes and products*, Society of Economic Paleontologists and mineralogists, Special
746 Publication 61. 59-68. Tulsa.

747 Archer, A.W., Kuecher, G.J. y Kvale, E.P., 1995. The role of tidal-velocity asymmetries in the
748 deposition of silty tidal rhythmites (Carboniferous, Eastern Interior Coal Basin, USA). *Journal*
749 *of Sedimentary Research*, 65: 408-416.

750 Aschoff, J.L., Olariu, C. y Steel, R.J. 2018. Recognition and significance of bayhead delta deposits in
751 the rock record: A comparison of modern and ancient systems. *Sedimentology*, 65, 62-95.

752 Astini, R.A., Martini, M.A., Oviedo N.V. y Álvarez, A.F. 2018. El paleocañón de Tuc Tuca (Cordillera
753 Oriental, Noroeste Argentino): reconocimiento de una “zona de traspaso sedimentario”
754 cenozoica entre el interior cordillerano y un megaabánico en la región subandina. *Revista de la*
755 *Asociación Geológica Argentina*, 75 (4): 482-506.

756 Austin, W.E.N., y Scourse, J.D., 1997. Evolution of seasonal stratification in the Celtic Sea during the
757 Holocene. *Geological Society of London Journal*, 154: 249-256.

758 Barrio, C.A., 1990. Late Cretaceous-Early Tertiary sedimentation in a semi-arid foreland basin
759 (Neuquen Basin, western Argentina). *Sedimentary Geology*, 66: 255-275.

760 van den Berg, J.H., 1982. Migration of large scale bedforms and preservation of crossbedded sets in
761 highly accretional parts of tidal channels in the Oosterschelde, S.W. Netherlands. *Geol. Mijnb.*
762 61, 253 - 263.

763 van den Berg, J.H., Boersma, J.R. y van Gelder, A., 2007. Diagnostic sedimentary structures of the
764 fluvial-tidal transition zone - Evidence from deposits of the Rhine and Meuse. *Netherlands*
765 *Journal of Geosciences—Geologie en Mijnbouw*, 86(3): 287-306.

- 766 Blum, M. D. y Törnqvist, T. E., 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and
767 look forward. *Sedimentology*, 47: 2-48.
- 768 Boersma, J.R., 1967. Remarkable types of mega cross-stratification in the fluvial sequence of a
769 recent distributary of the Rhine, Amerongen, the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, 46: 217-
770 235.
- 771 Boersma, J.R. y Terwindt, J.H.J., 1981. Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a
772 mesotidal estuary. *Sedimentology*, 28: 151-170.
- 773 Boll, A. y Henández, R.M., 1985. Area Tres Cruces. Provincia de Jujuy. Análisis estratigráfico-
774 estructural. Evaluación con objetivo exploratorio. Inédito. YPF. Buenos Aires.
- 775 Bosence, D.W.J., 1973. Facies relationships in a tidally influenced environment. A study from the
776 Eocene of the London Basin. *Geologie en Mijnbouw*, 52: 63-67.
- 777 Bunevich, R.B. Borghi, L., Gabaglia, G.P.R., Terra, G.J., Bento Freire, E., Lykawka, R. y Frago, D.G.C.,
778 2017. Microbialitos da sequencia Balbuena IV (Daniano), Bacia de Salta, Argentina:
779 caracterização de intrabioarquitecturas e de microciclos. *Pesquisas em Geociências*, 44 (2): 177-
780 202.
- 781 Catuneanu, O., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam. 386 pp.
- 782 Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G.S.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A., y
783 Tucker, M.E., 2011. Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. *Newsletter in*
784 *Stratigraphy*, 44: 173-245.
- 785 Clifton, H.E., 1983. Discrimination between subtidal and intertidal facies in Pleistocene deposits,
786 Willapa Bay, Washington. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53: 353-369.
- 787 Clifton, H.E. y Dingler, J.R., 1984. Wave-formed structures and paleoenvironmental reconstruction:
788 *Marine Geology*, v. 60, p. 165-198.
- 789 Coe, A.L. y Church, K.D., 2003. Sequence stratigraphy and sea-level change. En Coe, A.L. (ed.) *The*
790 *Sedimentary Record of Sea-Level Change*. The Open University, Cambridge. 57-98.
- 791 Cónsole-Gonella, C., de Valais, S., Marquillas, R.A., Sánchez, M.C., 2017. The Maastrichtian - Danian
792 Maimará tracksite (Yacoraite Formation, Salta Group), Quebrada de Humahuaca, Argentina:
793 environments and ichnofacies implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology,*
794 *Palaeoecology*, 468: 327-350.
- 795 Coppa Vigliocco, A., Astini, R.A. y Gómez, F.J., 2018. Anatomía y génesis de una paleosuperficie
796 compuesta desarrollada en la Formación Yacoraite (Cretácico superior-Paleoceno) en el

797 depocentro de Tres Cruces, Espinazo del Diablo, Cordillera Oriental de Jujuy. Actas XVI
798 Reunión Argentina de Sedimentología, Río Negro. Libro de Resúmenes, p 45.

799 Coughenour, C.L., Archer, A.W. y Lacovara, K.J., 2009. Tides, tidalites, and secular changes in the
800 Earth - Moon system. *Earth-Science Reviews*, 97: 59 - 79.

801 Dalrymple, R.W., 1992. Tidal depositional system. En Waters, C.N., James, N.P. (eds.) *Facies Models*.
802 Geological Association of Canada, 195-218. Ontario.

803 Dalrymple, R.W. y Choi, K., 2007. Morphologic and facies trends through the fluvialmarine transition
804 in tide-dominated depositional systems: a schematic framework for environmental and
805 sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews*, 81 (3 - 4): 135-174.

806 Dalrymple, R.W., Knight, R.J. y Lambiase, J.J., 1978. Bedforms and their hydraulic stability
807 relationships in a tidal environment, Bay of Fundy, Canada. *Nature* 275, 100-104.ve

808 Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R., 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and
809 stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62: 1130-1146.

810 Dyer, K.R., 1995. Sediment transport processes in estuaries. En Perillo, G.M.E. (ed.) *Geomorphology*
811 and *Sedimentology of Estuaries*. Elsevier, Amsterdam, 423-449.

812 Ehlers, T.A. y Chan, M.A., 1999. Tidal cyclicities and estuarine deposition of the Proterozoic Big
813 Cottonwood Formation, Utah: *Journal of Sedimentary Research*, v. 69, p. 1169-1180.

814 Embry, A.F., y Johannessen, E.P., 1992. T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir
815 distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin,
816 Arctic Canada. En Vorren, T.O., Berg-Sager, E., Dahl-Stammes, O.A., Holter, E., Johansen, B.,
817 Lie, E., y Lund, T.B. (eds.) *Arctic Geology and Petroleum Potential Special Publication*,
818 Norwegian Petroleum Society, 2: 121-146.

819 Embry, A.F. y Johannessen, E.P., 2017. Two Approaches to Sequence Stratigraphy. En Montenari, M.
820 (ed.) *Stratigraphy & Time Scales, Advances in Sequence Stratigraphy*, Elsevier, 2: 85-118.

821 Embry, A., Johannessen, E., Owen, D., Beauchamp, B. y Gianolla, P., 2007. Sequence Stratigraphy as a
822 “Concrete” Stratigraphic Discipline, Report of the ISSC Task Group on Sequence
823 Stratigraphy. Geological Survey of Canada, Calgary, Canada. 1-104.

824 Ericksen, M.C. y Slingerland, R., 1990. Numerical simulations of tidal and wind-driven circulation in
825 the Cretaceous Interior Seaway of North America: *Geological Society of America Bulletin*, v.
826 102: 1499-1516.

827 Faas, R.W., 1991. Rheological boundaries of mud. Where are the limits? *Geo-Marine Letters*, 11; 143-
828 146.

829 Frey, R.W. y Pemberton, G., 1984. Trace fossils facies models. En: Walker, R.G. (ed.) Facies Models,
830 2nd Edition. Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint Series, 1:189-207.
831 Ontario.

832 Gómez Omil, R., Boll, A. y Hernandez, R.M., 1989. Cuenca Cretácico-Terciario del Noroeste
833 Argentino (Grupo Salta). Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie de Correlación Geológica, 6:
834 43-64.

835 Guler, M.V., González Estebenet, M.S., Navarro, E.L., Astini, R.A., Perez Panera, J.P., Pieroni, D.,
836 Paolillo, M.A. y Ottone, E.G., 2019. Maastrichtian to Danian Atlantic transgression in the North
837 of Patagonia: a Dinoflagellate Cyst approach. Journal of South American Earth Sciences, 92:
838 552-564.

839 Hagerman, T., 1933. Informe preliminar sobre el levantamiento geológico del departamento de Santa
840 Bárbara en la provincia de Jujuy. Boletín de Informaciones Petrolíferas, 10 (137): 1-35. Buenos
841 Aires.

842 Hallam, A., 1975, Jurassic Environments: Cambridge, U.K., Cambridge University Press, 269 p.

843 Helland-Hansen, W. y Martinsen, O.J., 1996. Shoreline trajectories and sequences: description of
844 variable depositional-dip scenarios. Journal of Sedimentary Research, 66: 670-688.

845 Helland-Hansen, W. y Hampson, G.J., 2009. Trajectory analysis: concepts and applications. Basin
846 Research, 21: 454-483.

847 Hernández, R., Disalvo, A., Boll, A., Gómez Omil, R. y Galli, C., 1999. Estratigrafía Secuencial del
848 Grupo Salta, con énfasis en las subcuencas de Metán-Alemania, Noroeste Argentino. En G.
849 González Bonorino, R. Omarini y J. Viramonte (eds), Geología del Noroeste Argentino,
850 Relatorio del XIV Congreso Geológico Argentino, 1: 263-283.

851 Hernández, R.M., Gómez Omil, R. y Boll, A., 2008. Estratigrafía, tectónica y potencial petrolero del
852 rift cretácico en la provincia de Jujuy. En Coria B. y Zappettini, E.O. (eds.) Geología y Recursos
853 Naturales de la Provincia de Jujuy. 17º Congreso Geológico Argentino, Relatorio 2d: 207-232,
854 San Salvador de Jujuy.

855 Hernández, R.M., Hernández, J.I., Raja Gabaglia, G., Bento Freire, E., Lykawka, R., Terra, G., Borges
856 Rodrigues, E., Dalenz Farjat, A., Gallo, L. y Tomezzoli, R.N., 2017. Análisis secuencial de alta
857 frecuencia en el límite Cretácico-Paleógeno del Grupo Salta, Subcuenca de Metán, Noroeste
858 Argentino: estado actual y perspectivas futuras. En Muruaga, C.M. y Grosse, P. (eds.) Ciencias
859 de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino,
860 San Miguel de Tucumán: 1046-1079.

- 861 Hunt, R.L. y Gawthorpe, D. (eds.) 2000. Sedimentary responses to forced regression. Geological
862 Society of London. Special Publication, 172: 1-383. Londres.
- 863 Irwin, M.L., 1965. General theory of epeiric clear water sedimentation: American Association of
864 Petroleum Geologists Bulletin, 49: 449-459.
- 865 Kessler L.G. y Gollop, I.G., 1988. Inner shelf/shoreface-intertidal transition, upper Precambrian, Port
866 Askaig tillite, Isle of Islay, Argyll, Scotland. En de Boer, P. L., Van Gelder, A. y Nio, S.D. (eds.)
867 Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies. Reidel Publishing Company, Dordrecht,
868 341-358.
- 869 Klein, G. de V., 1970. Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars. *Journal Sedimentary*
870 *Petrology*, 40: 1095-1127.
- 871 Klein, G.D., 1998. Clastic tidalites — a partial retrospective view. En Alexander, C.R., Davis, R.A. y
872 Henry, V.J. (eds.) *Tidalites: Processes and Products: Society of Economic Paleontologists and*
873 *Mineralogists*, Special Publication 61: 5-14.
- 874 Kreisa, R.D. y Moiola, R.J., 1986. Sigmoidal tidal bundles and other tide generated sedimentary
875 structures of the Curtis Formation, Utah. *Geological Society of America Bulletin*, 97: 381-387.
- 876 Ladipo K.O., 1988. Example of tidal current periodicities from an Upper Cretaceous sandstone
877 succession (Anambra Basin, S.E. Nigeria). En de Boer, P. L., Van Gelder, A. y Nio, S.D. (eds.)
878 *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies*. Reidel Publishing Company, Dordrecht,
879 333-340.
- 880 Legarreta, L., Kokogian, D.A. y Boggetti, D.A., 1989. Depositional sequences of the Malargüe Group
881 (Upper Cretaceous-Lower Tertiary), Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research*, 10: 337-
882 356.
- 883 Longhitano, S.G., 2011. The record of tidal cycles in mixed silici-bioclastic deposits: examples from
884 small Plio-Pleistocene peripheral basins of the microtidal central Mediterranean Sea.
885 *Sedimentology*, 58 (3): 691-719.
- 886 Longhitano, S.G., Mellere, D., Steel, R.J. y Ainsworth, R.B., 2012. Tidal depositional systems in the
887 rock record: a review and new insights. *Sedimentary Geology*, 279: 2-22.
- 888 McCave, I.N., 1970. Deposition of fine grained sediments from tidal currents. *Journal of Geophysical*
889 *Research*, 75:4151-4159.
- 890 Malumián, N. y Nánéz, C. 2011. The Late Cretaceous - Cenozoic transgressions in Patagonia and the
891 Fuegian Andes: foraminifera, palaeoecology, and palaeogeography. *Biological Journal of the*
892 *Linnean Society*, 103: 269-288.

893 Malumián, N., Nullo, F. E., Ramos, V. A., 1983. The Cretaceous of Argentina, Chile, Paraguay and
894 Uruguay. *The Phanerozoic of the World II, The Mesozoic B*, 265-303.

895 Marquillas, R.A., Salfity, J.A. 1990. Las facies calcáreas cretácicas del cordón de Los Siete Hermanos,
896 provincia de Jujuy, República Argentina. *Actas 9th Congr Geol Arg* 2:117-120.

897 Marquillas, R. A. y Salfity, J. A. 1994. Las relaciones estratigráficas regionales de la Formación
898 Yacoraite (Cretácico Superior), Norte de la Argentina. 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 1:
899 479-483, Concepción.

900 Marquillas, R.A., del Papa, C., y Sabino, I.F., 2005. Sedimentary aspects and paleoenvironmental
901 evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous–Paleogene), northwestern Argentina.
902 *International Journal of Earth Sciences (Geologisch Rundschau)*, 94: 94-113.

903 Mehta, A.J., 1989. On estuarine cohesive sediment suspension behavior. *Journal of Geophysical*
904 *Research*, 94: 14303-14314.

905 Milano, M.T y Steel, R.J., 2002. A high-frequency sequence study: a Miocene deltaic and estuarine
906 succession in the eastern Maraciabo composite foreland basin, western Venezuela. *Bulletin of*
907 *Canadian Petroleum Geology*, 50 (1): 3-30.

908 Mingramm, A., Russo, A., Pozzo, A. y Cazau, L. 1979. Sierras Subandinas. En Turner, J.C.M. (ed.)
909 *Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias* 1: 95-138, Córdoba.

910 Monaldi, C.R., Kley, J. y J.A. Salfity, 2008. Estructura del rift cretácico de Tres Cruces, provincia de
911 Jujuy. En Coira, B. (ed.) *Relatorio 17 Congreso Geológico Argentino*, 233-243. San Salvador de
912 Jujuy.

913 Moreno, J.A., 1970. Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico Superior en la cuenca del Noroeste
914 Argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. *Revista de la*
915 *Asociación Geológica Argentina*, 24: 9-44.

916 de Mowbray, T. y Visser, M.J., 1984. Reactivation surfaces in subtidal channel deposits, Oosterschelde,
917 SW Netherlands. *Journal Sedimentary Petrology*, 54: 811 - 824.

918 Myrow, P.M., Jerolmack, D.J. y Perron, J.T., 2018. Bedform disequilibrium. *Journal of Sedimentary*
919 *Research*, 88: 1096-1113.

920 Nández, C. y Malumián, N., 2008. Paleobiogeografía y paleogeografía del Maastrichtiense marino de la
921 Patagonia, Tierra del Fuego y la Plataforma Continental Argentina, según sus foraminíferos
922 bentónicos. *Revista Española de Paleontología*, 23: 273-300. [https://doi.org/10.1111/j.1095-](https://doi.org/10.1111/j.1095-8312.2011.01649.x)
923 [8312.2011.01649.x](https://doi.org/10.1111/j.1095-8312.2011.01649.x)

- 924 Nio, S.D. y Yang, C. 1991. Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. En Smith DG,
925 Reinson, G.E., Zaitlin, B.A. y Rahmani ,R.A. (eds.) Clastic tidal sedimentology, Canadian
926 Society of Petroleum Geologists Memoir, 16: 3-28. Calgary.
- 927 Nio, S.D., Siegenthaler, C. y Yang, C.S., 1983. Megaripple cross-bedding as a tool for the
928 reconstruction of the paleohydraulics in a Holocene subtidal environment, S.W. Netherlands.
929 *Geologie en Mijnbouw*, 63: 499 - 510.
- 930 Nummedal, D. y Swift, D.J.P., 1987. Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities:
931 some principles derived from Holocen and Cretaceous examples. En Nummedal, D., Pilkey,
932 O.H. y Howard, J.D. (eds.) Sea-level fluctuation and coastal evolution. Society of Economic
933 Paleontologists and Mineralogists Special Publication 41: 241-260.
- 934 Ottone, E.G., Lovecchio, J.P., Pérez-Panera, J.P. y Ronchi, D., 2018. A new dinoflagellate from the Late
935 Cretaceous of the Colorado Basin, off shore Argentina. *Ameghiniana*, 55: 343-349.
- 936 Palma, R.M., 2000. Lacustrine facies in the Upper Cretaceous Balbuena Subgroup (Salta Group):
937 Andina Basin, Argentina, En Gierlowski-Kordesch, E.H. y Kelts, K.R. (eds.) Lake basins
938 through space and time: American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, 46:
939 323-328.
- 940 Plint, A. y Nummedal, D., 2000. The falling stage systems tract: recognition and importance in
941 sequence stratigraphic analysis. En Hunt, D. y Gawthorpe, R. (eds.) Sedimentary responses to
942 forced regressions. Geological Society of London, Special Publication, 172:1-17.
- 943 Pratt, B.R. y Holmden, C., 2008. Introduction, En Pratt, B.R. y Holmden, C. (eds.) Dynamics of epeiric
944 seas. Geological Association of Canada Special Paper 48: 1-5.
- 945 Rahmani, R.A., 1998. Estuarine tidal channel and nearshore sedimentation of a late Cretaceous
946 epicontinental sea, Drumheller, Alberta, Canada. En de Boer, P. L., Van Gelder, A. y Nio, S.D.
947 (eds.) Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies. Reidel Publishing Company, 433-
948 471. Dordrecht.
- 949 de Raaf, J.F.M. & Boersma, J.R., 1971. Tidal deposits and their sedimentary structures. *Geol. Mijnb.*
950 50, 479-504.
- 951 de Raaf, J.F.M., Boersma, J.R. y Van Gelder, A., 1977. Wave-generated structures and sequences from
952 a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, 24:
953 451-483.
- 954 Reineck, H.E. y Wunderlich, F., 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding.
955 *Sedimentology*, 11: 99-104.

- 956 Reineck, H.E. y Singh, I.B., 1980. *Depositional Sedimentary Environments*, 2da Edición. Springer
957 Verlag, 1-549. New York.
- 958 Rossetti, D.F. y Junior, A.S., 2004. Facies architecture in a tectonically influenced estuarine incised
959 valley fill of Miocene age, northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 17: 267-
960 284.
- 961 Rubiolo, D.G., Gallardo, E., Seggiaro, R., Turel, A., Disalvo, A., Coira, B., Ramallo, E., Sandruss, A.,
962 Godeas, M. y Sánchez, M.C., 1997. Hoja Geológica La Quiaca (2366-11 y 2166-IV), escala
963 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales (IGRM), Servicio Geológico Minero
964 Argentino (SEGEMAR), Boletín 246: 1-159. Buenos Aires.
- 965 Ryan, D.A., Heap, A.D., Radke, L. y Heggie, D.T., 2003. Conceptual models of Australia's estuaries
966 and coastal waterways applications for coastal resource management. *Geoscience Australia*,
967 Record 2003/09, 1-136. Canberra.
- 968 Sáez, M.P., 1960. Observaciones geológicas en la Serranía «Siete Hermanos», Departamento Yavi-
969 Provincia de Jujuy. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de
970 Córdoba. Serie Ciencias Naturales, Revista 21 (3-4): 116-136. Córdoba.
- 971 Salfity, J.A., 1980. Estratigrafía de la Formación Lecho (Cretácico) en la Cuenca Andina del Norte
972 Argentino. Tesis 1, Universidad Nacional de Salta, Publicación Especial, 1-91. Salta. Inédito.
- 973 Salfity, J.A., 1982. Evolución paleogeográfica del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico), Argentina. *Actas*
974 *5th Congreso Latinoamericano de Geología*, Buenos Aires, 1:11-26.
- 975 Salfity, J.A. y Marquillas, R.A., 1981. Las unidades estratigráficas cretácicas del norte de la Argentina.
976 En Volkheimer, W., Musacchio E.A. (eds.). *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de*
977 *América del Sur*, 303-317.
- 978 Salfity, J.A. y Marquillas, R.A., 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene
979 Salta Group Basin, Argentina. En Salfity, J.A. (ed.) *Cretaceous Tectonics of the Andes*, Friedr
980 Vieweg & Sohn, Braunschweig-Wiesbaden, *Earth Evolution Science*: 266-315.
- 981 Scasso, R. A., Aberhan, M., Ruiz, L., Weidemeyer, S., Medina, F. A. y Kiessling, W., 2012. Integrated
982 bio-and lithofacies analysis of coarse-grained, tide-dominated deltaic environments across the
983 Cretaceous/Paleogene boundary in Patagonia, Argentina. *Cretaceous Research*, 36: 37-57.
- 984 Shchepetkina, A., Gingras, M.K., Zonneveld y J.P. y Pemberton, S.G., 2016. Sedimentary fabrics of the
985 macrotidal, mud-dominated, inner estuary to fluvio-tidal transition zone, Petitcodiac River
986 estuary, New Brunswick, Canada. *Sedimentary Geology*, 333: 147-163.

- 987 Shlagintweit, O., 1941. Correlación de las calizas de Miraflores en Bolivia con el Horizonte calcáreo-
988 dolomítico del noroeste argentino. Universidad Nacional de La Plata, Notas del Museo,
989 Geología, 14: 337-354. La Plata.
- 990 Shaw, A.B., 1964. Time in Stratigraphy: McGraw-Hill, New York, 365 p.
- 991 Slattery, J.S., Cobban, W.A., McKinney, K.C., Harries, P.J. y Sandness, A.L., 2013. Early Cretaceous to
992 Paleocene paleogeography of the Western Interior Seaway: The interaction of eustasy and
993 tectonism. En Bingle-Davis M. (ed.) Wyoming Geological Association 68th Annual Field
994 Conference Guidebook, Casper, 22-60. DOI: 10.13140/RG.2.1.4439.8801
- 995 Starck, D., 2011. Cuenca cretácica-paleógena del noroeste Argentino. En Actas del VIII Congreso de
996 Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio Cuencas Argentinas: visión actual.
997 Instituto Argentino del Petróleo y el Gas, 1: 407-453.
- 998 Steel, R.J., Plink-Bjorklund, P. y Aschoff, J., 2012. Tidal deposits of the Campanian Western Interior
999 Seaway, Wyoming, Utah and Colorado, USA. En Davis, R.A. y Dalrymple, R.W. (Eds.)
1000 Principles of Tidal Sedimentology, 437-472.
- 1001 Swift, D.J.P., 1968. Coastal erosion and transgressive stratigraphy. Journal of Geology, 76: 444-456.
- 1002 Terwindt, J.H.J., 1971. Litho-facies of inshore estuarine and tidal-inlet deposits. Geologie en
1003 Mijnbouw, 50: 515-526.
- 1004 Tessier, B., 1993. Upper intertidal rhythmites in the Mont-Saint-Michel Bay (NW France): perspectives
1005 for paleoreconstruction. Marine Geology, 110: 355-367.
- 1006 Turner, J.C.M., 1958. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra de Rinconada (Jujuy). Revista de
1007 la Asociación Geológica Argentina, 13:15-39.
- 1008 Turner, J.C.M., 1960. Descripción geológica de la Hoja 2b La Quiaca (provincial de Jujuy). Instituto
1009 Nacional de Geología y Minería. Boletín 103: 1-117. Buenos Aires.
- 1010 Turner, J.C.M., 1964a. Descripción geológica de la hoja 2b La Quiaca (provincial de Jujuy). Instituto
1011 Nacional de Geología y Minería, Boletín 103: 1-117. Buenos Aires.
- 1012 Turner, J.C. 1964b. Descripción geológica de la hoja 2c, Santa Victoria (provincias de Salta y Jujuy).
1013 Instituto Nacional de Geología y Minería, Boletín 104: 1-64, Buenos Aires.
- 1014 Turner, J.C. y Mon, R., 1979. Cordillera Oriental. En Turner, J.C.M. (ed.) Geología Regional
1015 Argentina, Academia Nacional de Ciencias 1: 57-94, Córdoba.
- 1016 Uliana, M.A., Biddle, K.T. y Cerdan, J., 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine
1017 sedimentary basins. En Tankard, A.J. y Balkwill, H.R. (eds.). Extensional Tectonics and

1018 Stratigraphy of the North Atlantic Margins. American Association of Petroleum Geologists
1019 Memoir, 46: 599-614.

1020 Vellekoop, J., Holwerda, F., Prámparo, M.B., Willmott, V., Schouten, S., Cúneo, N.R., Scasso, R.A. y
1021 Brinkhuis, H., 2017. Climate and sea - level changes across a shallow marine Cretaceous -
1022 Palaeogene boundary succession in Patagonia, Argentina. *Palaeontology*, 60: 519-534.

1023 Vilela, J.R., 1956. Descripción geológica de la hoja 7d, Rosario de Lerma (Salta). Instituto Nacional de
1024 Geología y Minería, Boletín 84: 1-64, Buenos Aires.

1025 Visser, M.J., 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a
1026 preliminary note. *Geology*, 8 (11): 543 - 546.

1027 Viramonte, J.G., Kay S.M., Becchio, R., Escayola, M., y Novitski I., 1999. Cretaceous rift related
1028 magmatism in central-western South America. *Journal of South American Earth Science*,
1029 12:109-121.

1030 Wells, M.R., Allison, P.A., Hampson, G.J., Piggott, M.D., y Pain, C.C., 2005. Modelling ancient tides:
1031 The Upper Carboniferous epeiric seaway of Northwest Europe: *Sedimentology*, v. 52, p. 715-
1032 735.

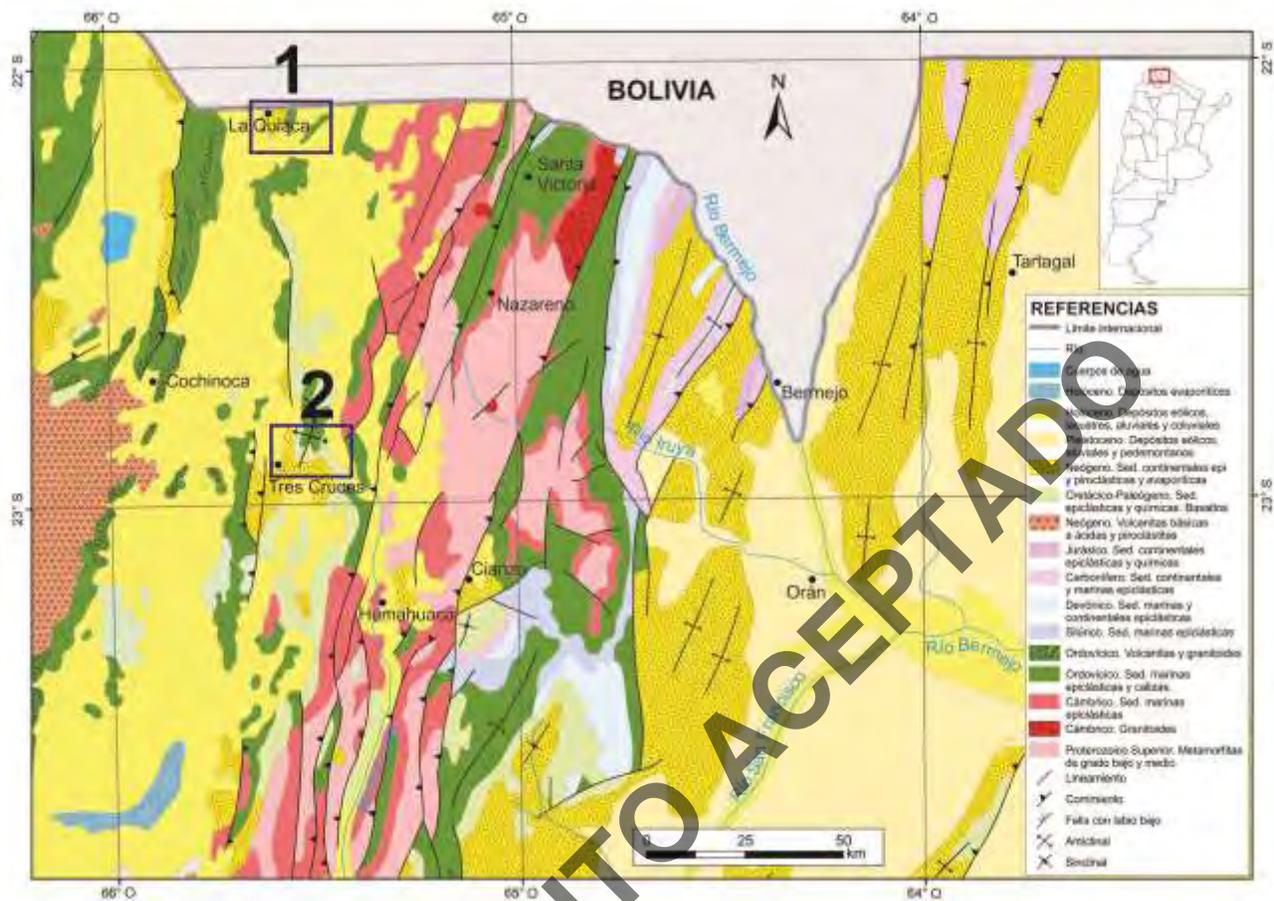
1033 Wells, M.R., Allison, P.A., Piggott, M.D., Hampson, G.J., Pain, C.C. y Gorman, G.J., 2010. Tidal
1034 modeling of an ancient tide-dominated seaway. Part 2: The Aptian lower Greensand Seaway of
1035 Northwest Europe. *Journal of Sedimentary Research*, 2010, v. 80, 411-439.

1036 Williams, G.D. y Stelck, C.R., 1975. Speculations on the Cretaceous paleogeography of North America, The
1037 Cretaceous System in the Western Interior of North America: Geological Association of Canada
1038 Special Paper, 13: 1-20.

1039 Ziegler, A.M. y Rowley, D.B., 1998. The vanishing record of epeiric seas, with emphasis on the late
1040 Cretaceous Hudson Seaway. *Oxford Monographs on Geology and Geophysics*, 39: 147-168.

1041 Zimmermann, J., Franz, M., Heunisch, C., Luppold, F., Monnig, E., y Wolfgramm, M., 2015. Sequence
1042 stratigraphic framework of the Lower and Middle Jurassic in the North German Basin:
1043 epicontinental sequences controlled by Boreal cycles. *Palaeogeography, Palaeoclimatology,*
1044 *Palaeoecology*, 440: 395-416.

1045
1046
1047
1048
1049



1051
 1052 **Figura 1.** Mapa geológico general de los Andes del noroeste argentino, incluyendo las subdivisiones
 1053 morfoestructurales mayores (modificado de Rubiolo *et al.* 1997, Astini *et al.* 2018). En recuadro se
 1054 ubican la región de Yavi (1), la región de Tres Cruces (2) y la de Cochinocha (3) mencionados en el
 1055 texto.

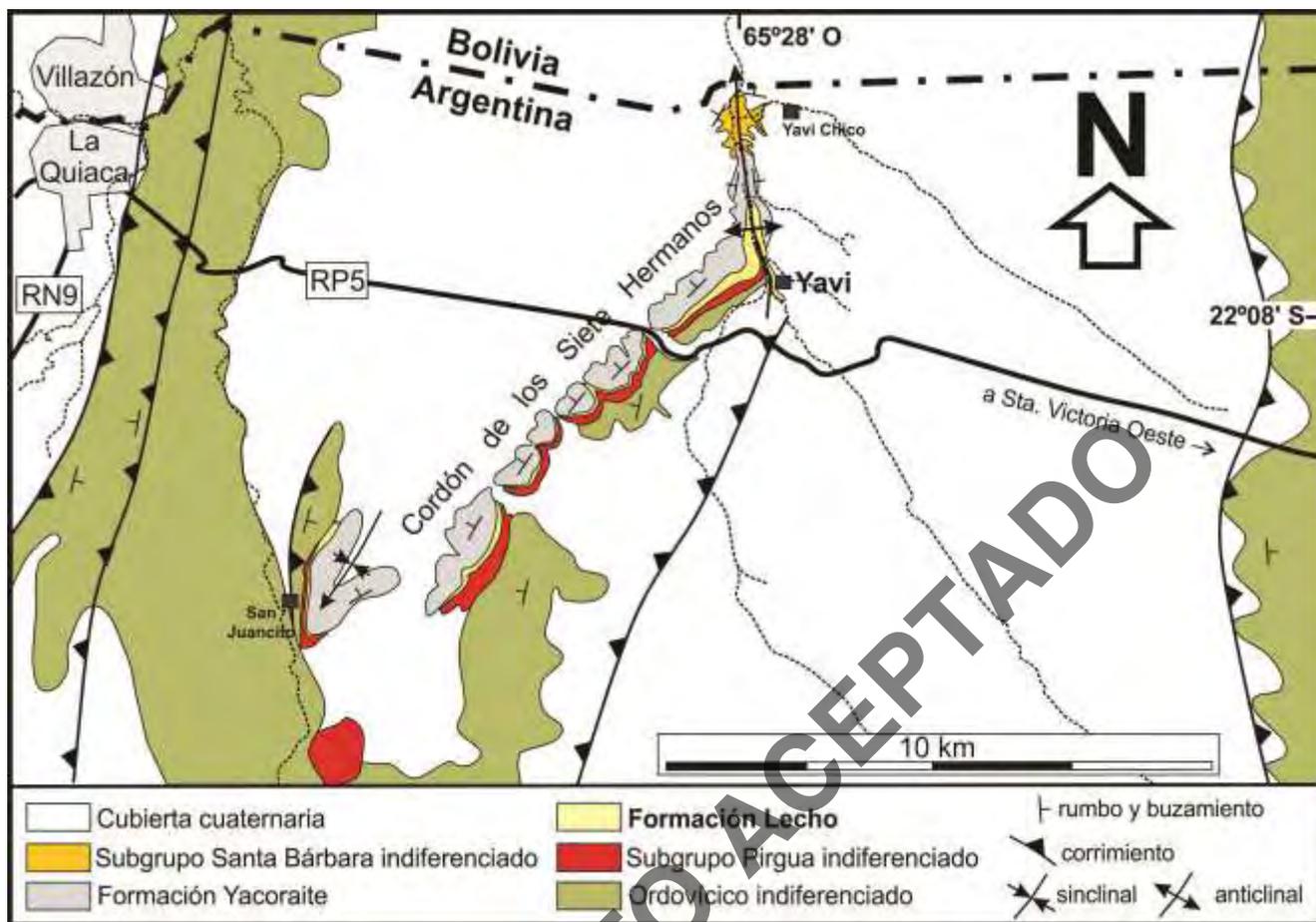


Figura 2. Mapa geológico de la región de Yavi (véase figura 1) en el extremo norte de la Cordillera Oriental, noroeste argentino (basado en Turner 1964 a y b y observaciones propias).



1060

1061

1062

1063

1064

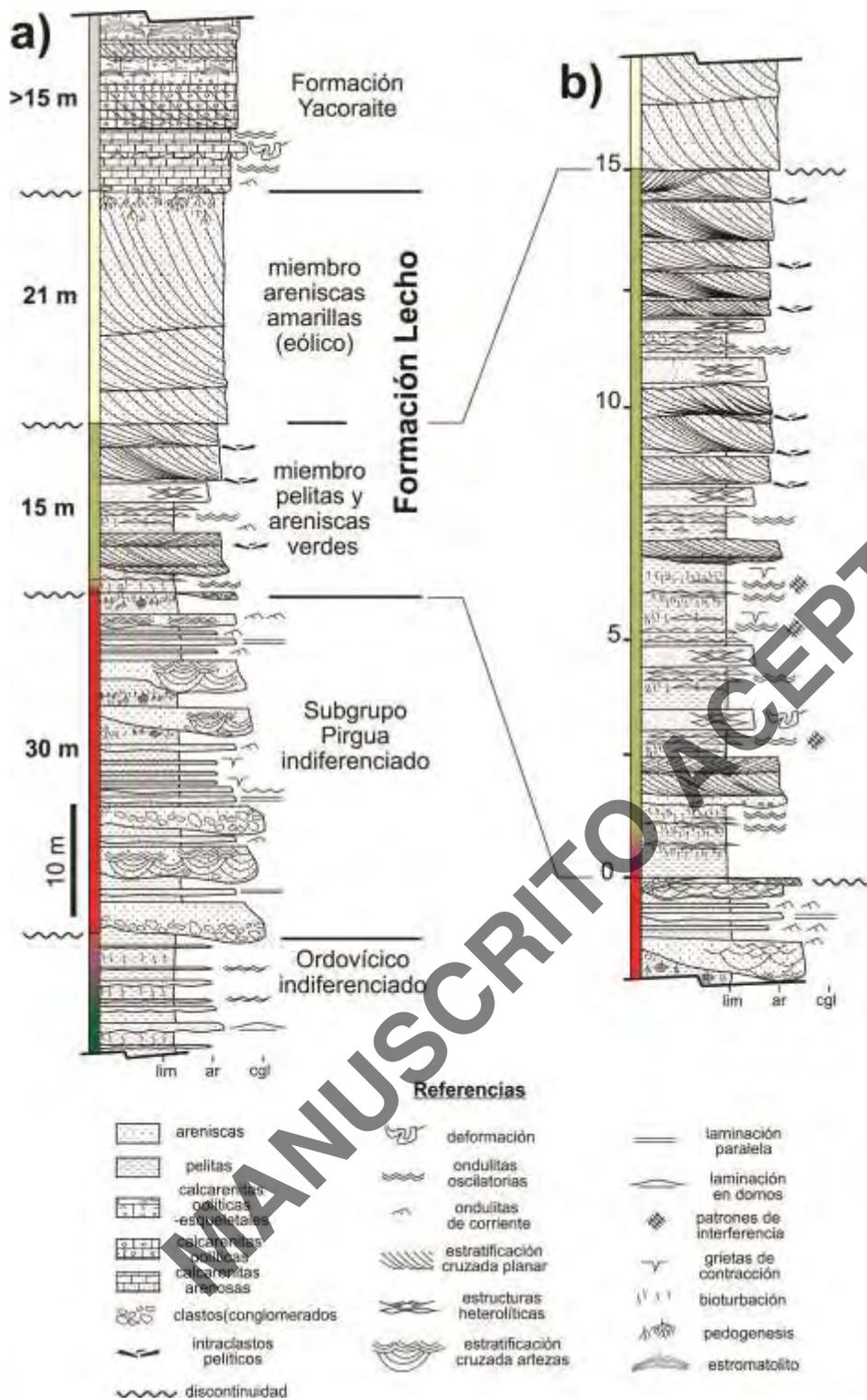
1065

1066

1067

1068

Figura 3. Imagen oblicua de *Google Earth* tomada hacia el nor-noroeste mostrando parte del cordón de Los Siete Hermanos en Yavi, extremo norte de la Cordillera Oriental jujeña (exageración vertical x 2), sobre el corte de la ruta provincial 5, frente a Yavi. Nótese divisiones estratigráficas cartografiadas en la figura 2 y representadas en la columna de la figura 4. Oi=Ordovícico indiferenciado, SgPi=Subgrupo Pírgua indiferenciado, FL=Formación Lecho, FY=Formación Yacoraite. Dentro de la Formación Lecho se diferencian el intervalo inferior marino litoral analizado en este trabajo (int. inf.) del intervalo superior eólico (int. sup.).



1069

1070

1071

1072

1073

1074

Figura 4. a) Columna estratigráfica representativa de las unidades aflorantes en el Cordón de los Siete Hermanos, Yavi, Jujuy (véase ubicación en asterisco Figura 2). La barra con colores ubicada a la izquierda del perfil es representativa de los colores de las diferentes unidades identificadas. **b)** Columna de detalle del intervalo inferior de la Formación Lecho y sus facies características en el Cordón de los Siete Hermanos, Yavi, Jujuy.



1075

1076

1077

1078

1079

1080

1081

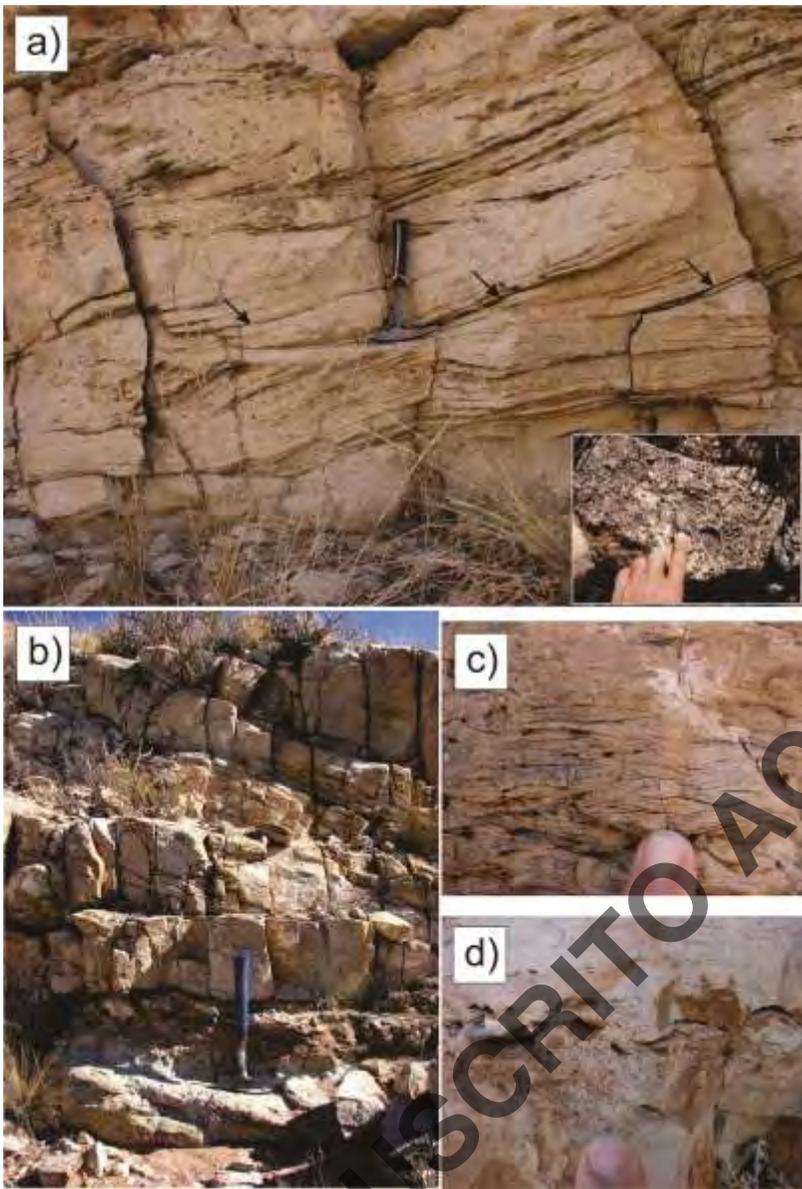
1082

1083

1084

1085

Figura 5. a) Panorámica del perfil aflorante en la margen izquierda del cañón de Yavi ($22^{\circ}07'13,56''S$ - $65^{\circ}28'10,45''O$, 3470 m.s.n.m.) donde se expone la totalidad de la Formación Lecho con sus dos secciones (separadas por línea de rayas) y sus relaciones de base y techo (indicada por flechas negras) descritas en el trabajo; **b)** base de la Formación Lecho indicada por flecha amarilla. Nótese el conglomerado morado, de reducido espesor y granulometría fina inmediatamente por debajo interpretado como de origen fluvial y posiblemente retrabajado durante la etapa transgresiva; **c)** Contacto superior de la Formación Lecho con la Formación Yacoraite (indicado por flecha).



1086

1087

1088

1089

1090

1091

1092

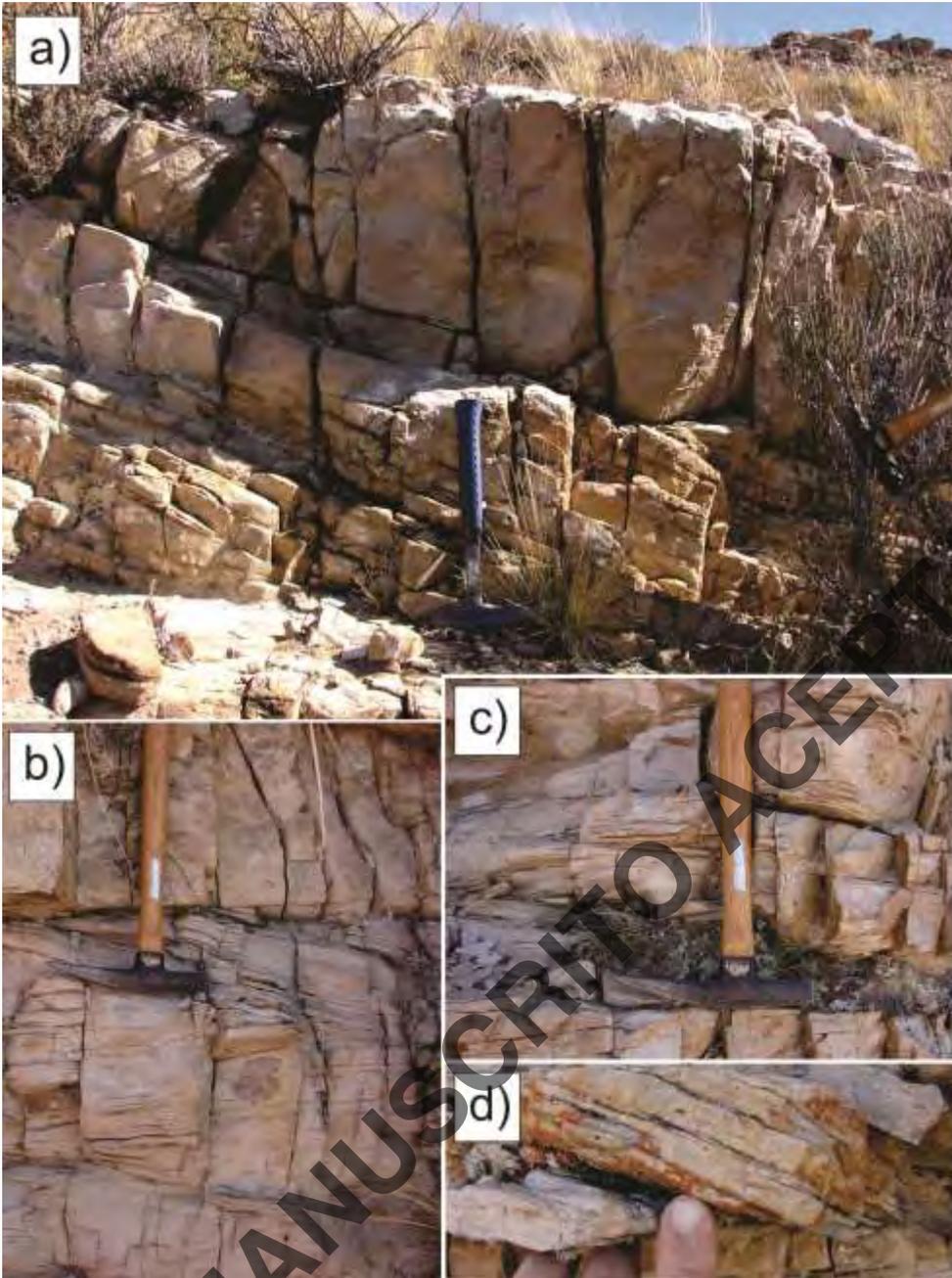
1093

1094

1095

1096

Figura 6. Facies con influencia de mareas: **a)** conjuntos con estratificación sigmoidal con haces de particiones pelíticas (indicadas por flechas negras) y abundantes intraclastos mostrados en el detalle de una superficie de partición. Nótese conjuntos con paleocorrientes opuestas (bidireccionales) en conjuntos intercalados; **b)** conjuntos estratocrecientes de estratificación cruzada con particiones pelíticas preservadas diferencialmente hacia la base sobrepuestos sobre nivel bioturbado remarcado por moteados ocre; **c)** típica estratificación cruzada heterolítica, variedad flaser caracterizada por delicadas particiones de fango; **d)** detalle de las areniscas cuarzosas laminadas portadoras de un nivel con abundantes intraclastos pelíticos de color verde.



1097

1098

1099

1100

1101

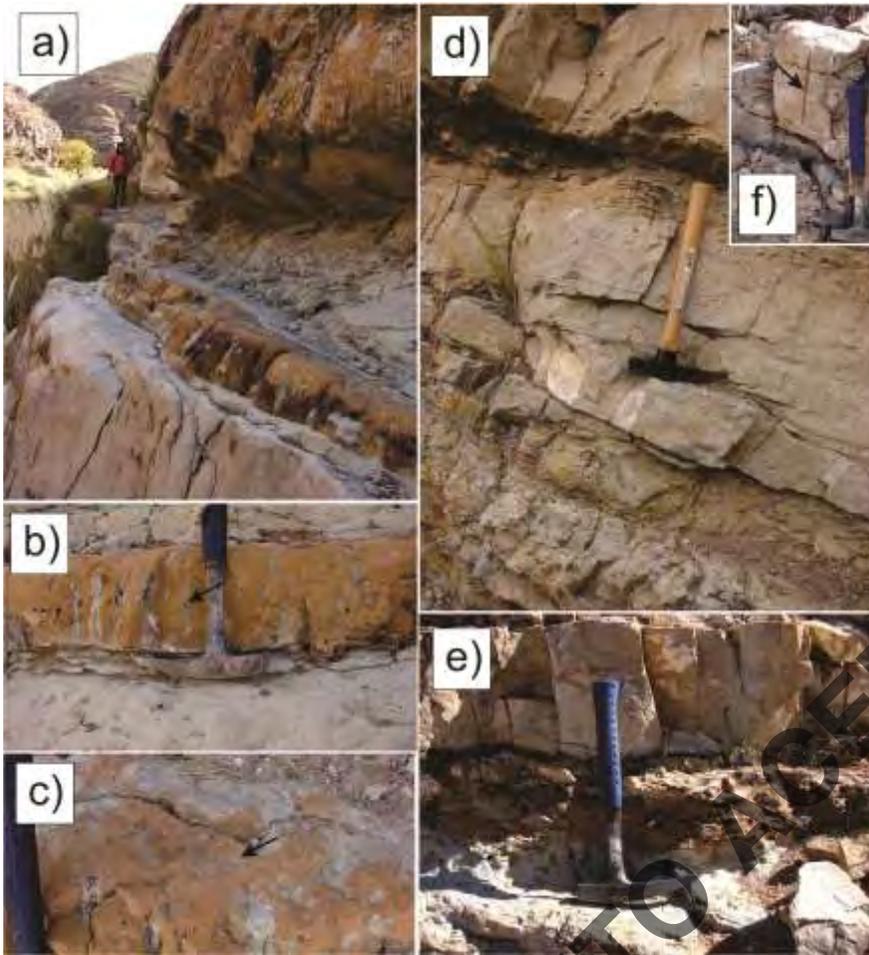
1102

1103

1104

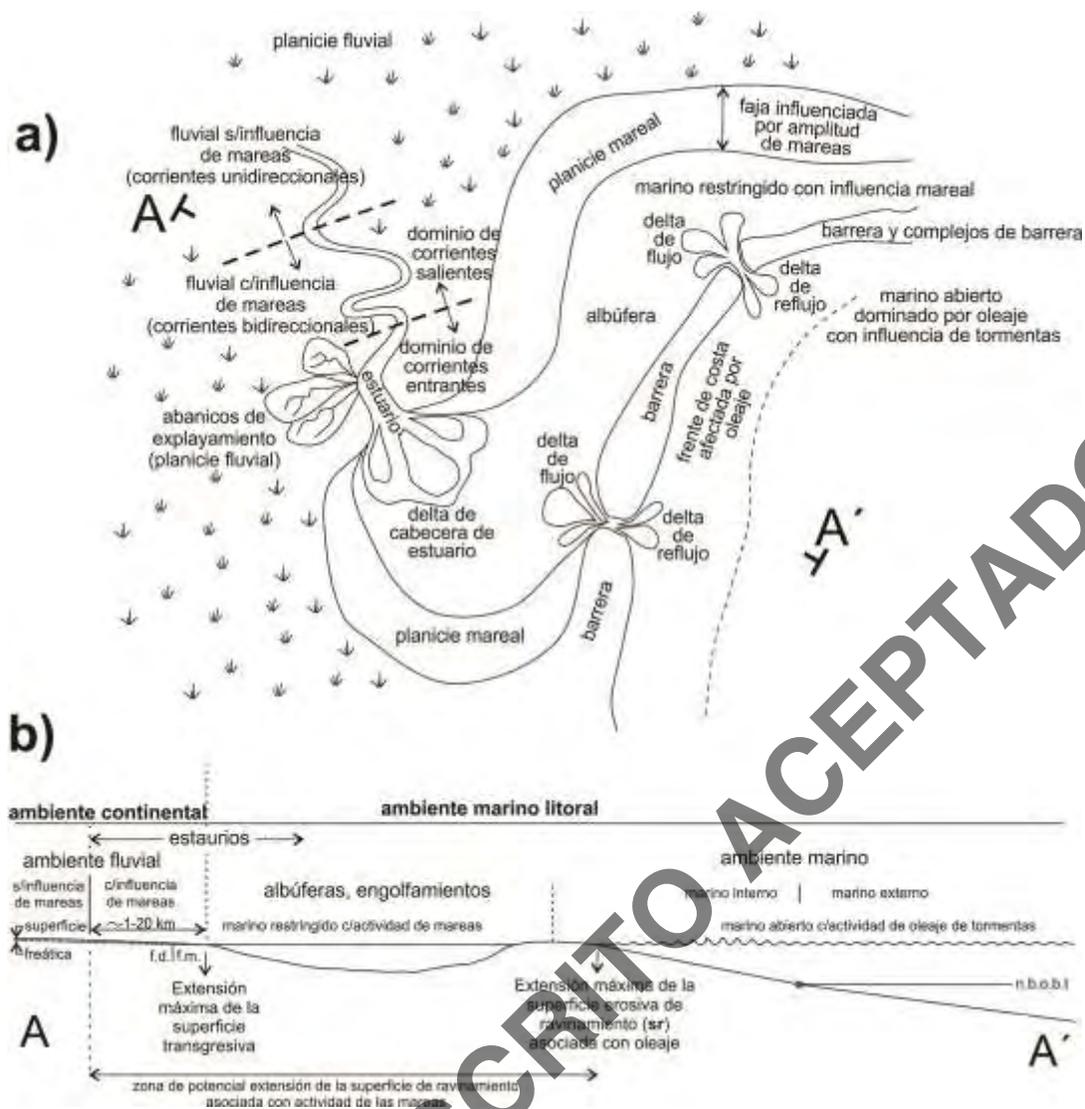
1105

Figura 7. Conjuntos de estratificación cruzada con pantallas de fango, característicos de influencia mareal: **a)** Tres conjuntos amalgamados, el inferior con notable desarrollo de particiones pelíticas rítmicas; **b)** y **c)** Estratificaciones cruzadas en espina de pez y con particiones pelíticas asociadas a reversiones de las mareas; **d)** detalle de las particiones pelíticas y terminación basal de un conjunto de estratificación cruzada con pantallas de fango dentro del intervalo estudiado .

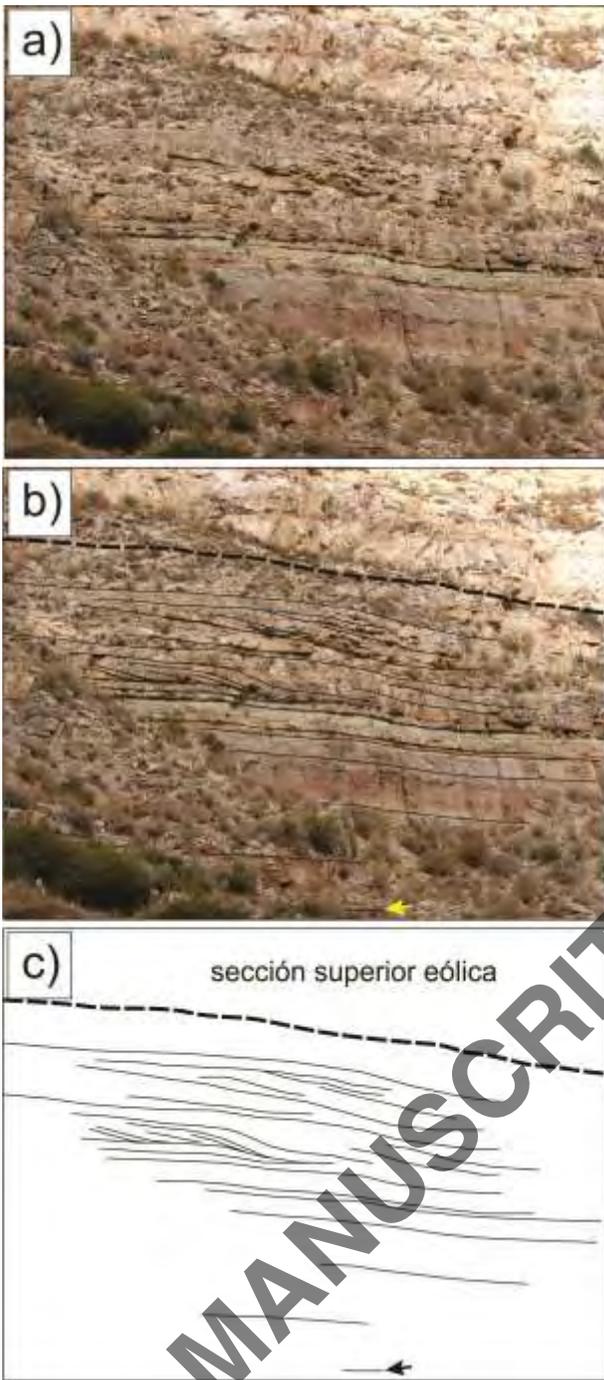


1106
 1107
 1108
 1109
 1110
 1111
 1112
 1113

Figura 8. **a), b) y c)** Patrones de bioturbación (*skolithos*) en areniscas calcáreas delgadas del intervalo inferior de la Formación Lecho (b y c detalles en vista lateral y planta, respectivamente); **d)** facies de pelitas limosas verdes bioturbadas por debajo de areniscas con haces de particiones pelíticas hacia la base e intraclastos hacia el tope; **e)** patrones de bioturbación y moteados afectando los intervalos pelíticos en la sección inferior (detalle de Fig. 6b); **f)** tubo cilíndrico vertical interpretado como madriguera de morada (*skolithos*) en los conjuntos con laminación cruzada.



1114
 1115 **Figura 9. a)** Diagrama idealizado (sin escala) mostrando un mosaico ambiental asociado con una costa
 1116 de muy baja pendiente en el marco de un mar epírico, similar al interpretado para intervalos del
 1117 Subgrupo Balbuena en esta región del noroeste argentino durante el Cretácico tardío. Nótese los
 1118 subambientes influenciados por mareas y aquellos dominados por oleaje y tormentas. Dentro del
 1119 sistema estuarino se grafican los límites de la influencia de mareas y dentro del intervalo con corrientes
 1120 bidireccionales del estuario, las direcciones de flujo predominantes. **b)** Corte esquemático (A-A', no a
 1121 escala) del conjunto de subambientes y la separación de tres fajas costeras influenciadas por distintos
 1122 procesos sedimentarios durante una transgresión. st: superficie transgresiva, sr: superficie de
 1123 ravinamiento, f.d.: freática dulce, f.m. freática marina, n.b.o.b.t.: nivel de base del oleaje de buen
 1124 tiempo. Ver discusión en el texto.



1127

1128

1129

1130

1131

1132

1133

1134

Figura 10. Interpretación fotogeológica de geometrías con suave pendiente interpretadas como cliniformas deltaicas, asociadas con deltas de cabecera de estuarios observables dentro del intervalo estudiado, perteneciente a la sección inferior de la Formación Lecho en la pared oeste del cañón del río Yavi. Las flechas amarilla y negra en b) y c) indican la base de la sucesión analizada y la línea gruesa de trazos, el contacto con el miembro eólico superior.

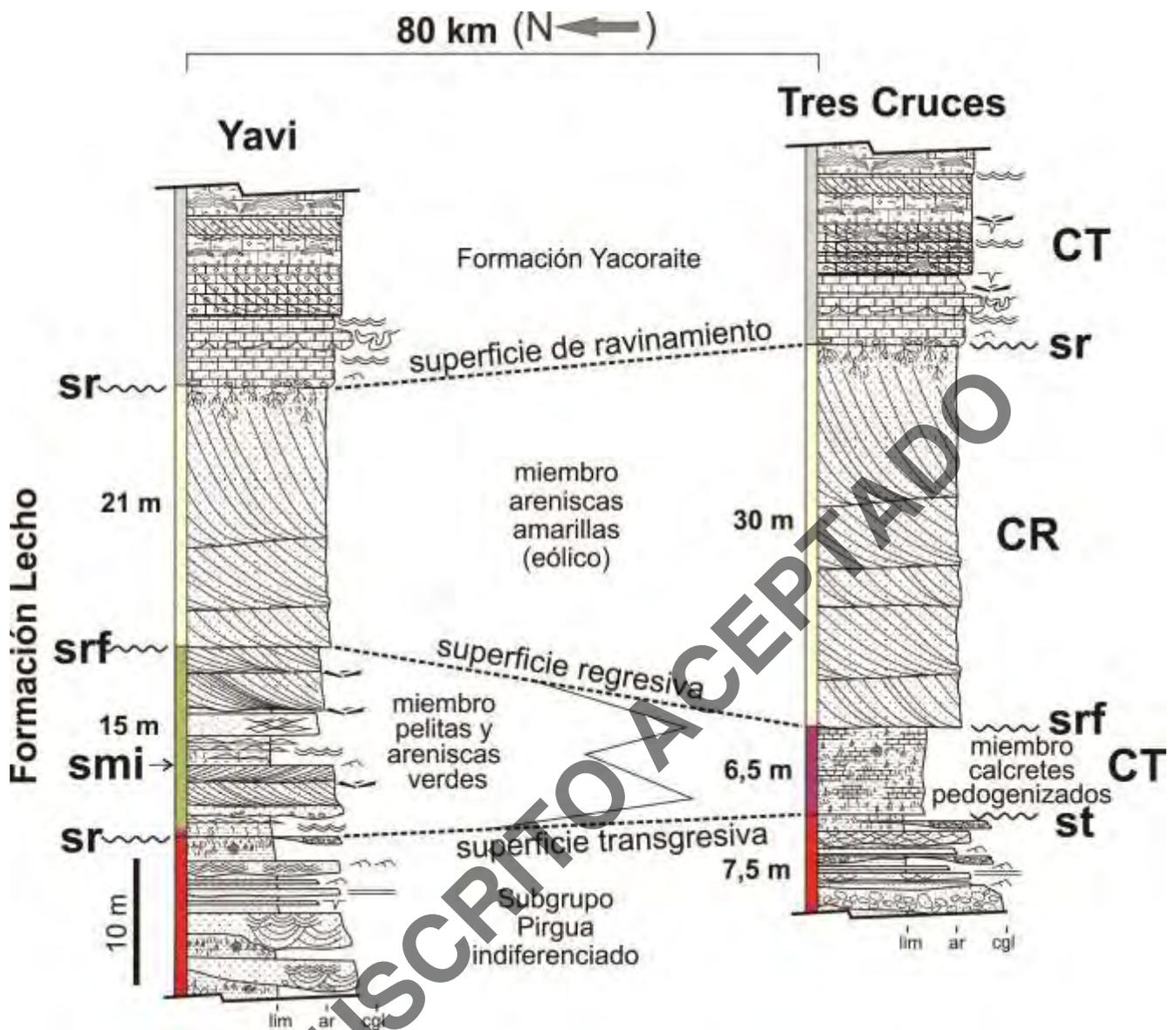


1136

1137 **Figura 11. a)** Vista panorámica hacia el norte de la sección estratigráfica en el flanco oeste del
 1138 anticlinorio de Tres Cruces. Con línea de puntos se separan, de derecha a izquierda (de este a oeste) las
 1139 capas rojas del Subgrupo Pirgua (SGP), el intervalo de paleosuelos y calcretes morados (pcm) que se
 1140 prolongan al primer plano, las areniscas blanquecinas típicas de la Formación Lecho (FL) y las calizas
 1141 de la Formación Yacoraite (FY); **b)** detalle del intervalo rojizo-morado con profuso moteado,
 1142 pedotúbulos y calcretes ubicado entre las capas rojas del Subgrupo Pirgua y las eolianitas de La
 1143 Formación Lecho (cada tramo de la barra tiene 10cm).

1144

MANUSCRITO ACEPTADO



1145

1146

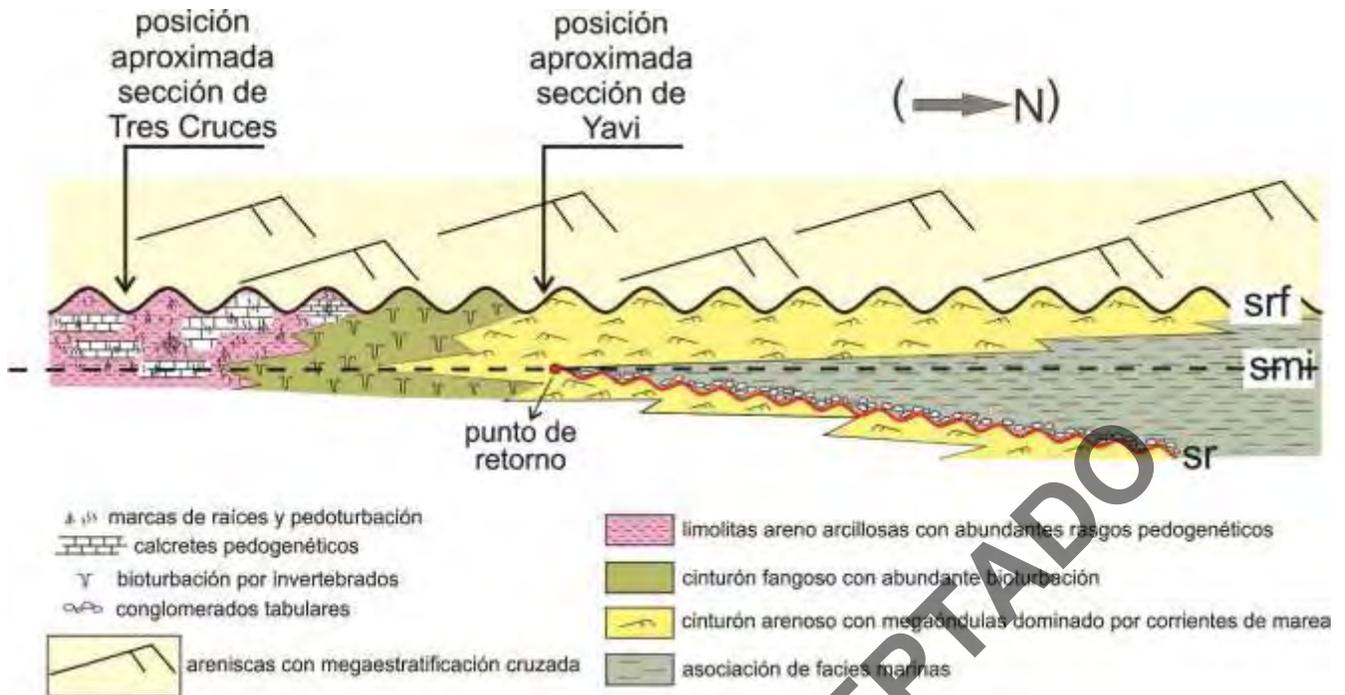
1147

1148

1149

1150

Figura 12. Correlación de la Formación Lecho entre los perfiles de Yavi y de Tres Cruces. Éste último, confeccionado a partir de perfiles levantados en ambos flancos del anticlinorio de Tres Cruces (véase ubicación en figura 1). CT: cortejo transgresivo, CR: cortejo regresivo, sr: superficie de ravinamiento, st: superficie transgresiva, srf: superficie de regresión forzada, smi: superficie de máxima inundación.



1151

1152

1153

1154

1155

Figura 13. Modelo para la interpretación estratigráfica de la Formación Lecho y sus variaciones de facies en el extremo norte de la Cordillera Oriental del noroeste argentino con las posiciones relativas de los perfiles de Yavi y Tres Cruces analizados en el trabajo. sr: superficie de ravinamiento, smi: superficie de máxima inundación, srf: superficie de regresión forzada.

MANUSCRITO ACEPTADO