

Las sedimentitas que apoyan en no concordancia sobre el “granito rojo” en el angosto de la Quesera (Cordillera Oriental, Salta): una revisión crítica a más de 60 años de los trabajos pioneros de J. Keidel

Ricardo A. ASTINI

CONICET. Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica, F.C.E.FyN., U.N.C., Av. Vélez Sársfield 1611, X5016GCA Córdoba.
E-mail: raastini@com.uncor.edu

RESUMEN. A más de 60 años de la obra de J. Keidel se discute la edad y naturaleza de los depósitos paleozoicos apoyados sobre el “granito rojo” en el angosto de La Quesera, (Cordillera Oriental, provincia de Salta), perteneciente al batolito de Santa Rosa de Tastil. Trabajos recientes han puesto en duda las interpretaciones acerca de la discordancia descrita por dicho autor y reasignado parte de la estratigrafía al Grupo Mesón cámbrico. Este trabajo pretende aclarar las relaciones estratigráficas ratificando la naturaleza discordante de las unidades suprayacentes al granito y su edad ordovícica. Keidel (1943) no sólo describió con acierto la estratigrafía y las relaciones de yacencia en la zona sino que realizó observaciones puntuales que al día de hoy no pueden ser desestimadas. La estratigrafía aflorante en el angosto está constituida por las Formaciones Cardonal, Devendeus y Saladillo. Se discute el arreglo y el significado estratigráfico de las unidades expuestas en esta región y compara con unidades estratigráficas expuestas en las regiones vecinas, a los efectos de proponer un marco de correlación estratigráfico para el borde occidental de la Cordillera Oriental. Se descarta la existencia del Grupo Mesón y la suposición de magmatismo concomitante con su sedimentación. La situación particular de esta región hace que en una misma superficie se amalgamen los efectos de la orogenia tilcárica e irúyica y, además, se verifique una importante actividad de la fase diastrófica intra-ordovícica denominada fase tumbaya. La propuesta de un hiato de extensión reducida para la discordancia tilcárica es desestimada.

Palabras clave: *Angosto de La Quesera, Cordillera Oriental, Ordovícico, Cámbrico, Estratigrafía, Discordancias.*

ABSTRACT. *The sedimentary units unconformably overlying the red granite at Angosto de La Quesera (Cordillera Oriental, Salta) and their stratigraphical interpretation: a critical revision more than 60 years after the pioneering work by J. Keidel.* After more than 60 years since the work by J. Keidel, the age and characteristics of the Paleozoic deposits that overlie the red granites of the Santa Rosa de Tastil pluton at Angosto de La Quesera (Cordillera Oriental, Salta province) are discussed. Recent work has questioned the unconformity described by that author and has reassigned part of the overlying sequence to the Cambrian Mesón Group. This work focuses on the stratigraphical relationships and ratifies the discordant relationship between the overlying units and the granite basement and suggests their Ordovician age. Keidel (1943) not only described with certainty the stratigraphy and outcrop relationships in this area, but also did some detailed observations that even today cannot easily be discounted. The stratigraphical succession in the Angosto is composed of the Cardonal, the Devendeus and the Saladillo Formations. Their architecture and stratigraphical significance is discussed and compared with those of sequences cropping out in the adjacent regions, with the purpose of establishing a proper setting for the stratigraphical correlation. The presence of the Mesón Group within the Angosto is discounted and also the supposition of synsedimentary intrusive bodies. The particular situation of this region allows merging of the elsewhere separated Tilcaric and Iruyic unconformities in one same unconformity. In addition there was an important phase of later emergence related to the intra-Ordovician Tumbaya tectonism. The suggestion of a shortened hiatus within the Tilcaric unconformity is also rejected.

Key words: *Angosto de La Quesera, Cordillera Oriental, Ordovician, Cambrian, Stratigraphy, Unconformities.*

Introducción

Recientes revisiones geológicas y estratigráficas (*e.g.*, Hongn *et al.* 2001a y b, 2003, Aceñolaza *et al.* 2003), siguiendo a Ramos (1973, p. 169), han puesto en dudas observaciones realizadas por Keidel (1943) hace más de 60 años en una región clásica de la Cordillera Oriental salteña. Con motivo de estas revisiones nuevas interpretaciones sobre la evolución del relleno sedimentario y de su implicancia cronostratigráfica han sido dadas a conocer que, a la luz de obser-

vaciones propias, es necesario corregir. El objeto de esta contribución es subrayar la agudeza observacional de J. Keidel quien describió originalmente y con notable exactitud las unidades expuestas no sólo en el angosto de La Quesera sino en otras localidades próximas a la quebrada del Toro en la Cordillera Oriental, provincia de Salta. Su incuestionable conocimiento regional y la aplicación de criterios de campo que aún hoy resultan diagnósticos permiten reconocer en el trabajo de Keidel (1943) una notable exactitud en cuanto a las consideraciones estratigráficas que, pueden por haber transcurrido más

de 60 años, contener algunas interpretaciones erróneas o antiguas.

El angosto de la Quesera constituye un lugar clave para discutir las relaciones de campo entre la cubierta sedimentaria y los afloramientos graníticos que allí se exponen. En este sentido, resulta importante individualizar apropiadamente la cubierta sedimentaria ya que su correcta designación impacta directamente en los modelos evolutivos propuestos para la región y la discusión relativa a los ciclos diastróficos definidos por Turner y Méndez (1975) y más, recientemente, por Moya (1997).

Cabe destacar que otros autores (e.g., Moya 1988, Moya *et al.* 2003) también incluyeron a las unidades expuestas en el angosto como pertenecientes al Grupo Santa Victoria, en vez de incluirlas dentro del Grupo Mesón. No obstante, justifica la presente contribución el hecho de que la interpretación errónea de estos depósitos conduce a desvirtuar el análisis de la cuenca y la evolución de su relleno. Si bien la asignación precisa del límite cambro-ordovícico es objeto de controversia, la mayoría de los autores en la actualidad coinciden en ubicarlo dentro de la parte inferior del Grupo Santa Victoria (Aceñolaza *et al.* 1999, Moya 1999, Brussa *et al.* 2003, Aceñolaza 2003, Mángano y Buatois 2004). Fue precisamente Keidel (1943, p. 167) quien lo remarcó, al considerar que al menos parte de sus “esquistos con *Parabolina* y *Jujuyaspis*” se ubican taxativamente dentro del Cámbrico Superior (siguiendo a Kobayashi 1935), como se reconoció más adelante (Benedetto 1977, Moya *et al.* 1994). Cabe destacar que, tradicionalmente se consideró “ciclo cámbrico” al representado por las unidades pertenecientes al Grupo Mesón (Turner 1960, o “Cuarцитas de alta montaña” de Hausen 1925), que están separadas abajo y arriba por las discordancias regionales tilerica e irúyica, respectivamente.

Yacencia

El angosto de la Quesera (véase Fig. 8 de Keidel 1943) se ubica en la región occidental de la Cordillera Oriental a aproximadamente 25,7 km al norte de la ruta nacional 51, que une Salta con San Antonio de Los Cobres (Fig. 1). Su acceso más directo es desde el paraje Las Cuevas, entre Muñano y Santa Rosa de Tastil, donde se toma un camino enripiado que conduce al norte, hacia la finca del Toro y pasando por la estación Cachiñal. Aproximadamente a 13,5 km desde la estación Cachiñal se desvía por un camino secundario, con dirección al noroeste, que circula por el angosto de la Quesera hasta la localidad de Palomar, ubicada en la cabecera de la cuenca de la Quesera (véase Keidel 1943, Fig. 3). Las coordenadas del curso medio de la quebrada son como lo exponen Hongn *et al.* (2001b) 24°08'11,3"S y 65°28'07,3"W (Fig. 1). En el angosto, propiamente dicho, aflora a ambos lados, y sobre la boca de la quebrada el “granito rojo” de La Quesera (*sensu* Keidel 1943, véase también Kilmurray e Igarzabal 1971) perteneciente al batolito de Tastil (Hongn *et al.* 2001a y b), también denominada Granodiorita Quesera por (Turner 1970). Suprayaciendo le siguen las unidades objeto de discusión. Hacia las nacientes del angosto, donde la quebrada se vuelve a abrir, afloran estratos fluviales rojos asignables al subgrupo Pírgua y, suprayaciendo, carbonatos y dolomitas amarillentas

asignables a la Formación Yacoraita, ya reconocidos por Keidel (1943, p. 164). Las unidades mencionadas del Grupo Salta suprayacen a las rocas en cuestión con leve angularidad y sin exponer su contacto, salvo en la margen occidental del cerro del Cencerro (Fig. 1).

Estratigrafía

La estratigrafía expuesta en la zona ha sido detalladamente descrita por Keidel (1943, p. 175-189) quien no sólo se limitó a hacer observaciones estratigráficas, sino que aportó elementos incluso texturales que le permitieron suponer una impronta glacial en una de las unidades. En el mismo trabajo, Keidel analiza también con cierto detalle la estratigrafía del Cámbrico y el Ordovícico Inferior aflorantes en la margen izquierda de la quebrada del Toro. Es justamente en esta última zona (la región de Parcha-Incamayo) donde la estratigrafía se encuentra más completa y fue, posiblemente esta óptica regional, la que le permitió realizar observaciones que aún hoy resulta difícil desestimar. Keidel (1943) incluyó al conjunto de sedimentitas objeto de análisis dentro del Grupo Cardonal.

El conjunto se dispone apoyado en marcada no concordancia sobre el “granito rojo” (Fig. 2a) y se compone, de abajo hacia arriba (Fig. 3), por: 1) un conjunto predominantemente arenoso de entre 60 y 70 m constituido por paquetes tabulares delgados a muy gruesos, con intercalaciones de conjuntos heterolíticos y particiones de pelitas verdes, 2) un conjunto de conglomerados de ~19 m de espesor desorganizados a organizados y c) un conjunto de areniscas tabulares laminadas con intercalaciones de espesor creciente de pelitas limosas de ~18 m que gradualmente se pierde bajo una cubierta aluvial moderna, antes de aflorar los depósitos del Grupo Salta suprayacentes.

Dentro del conjunto basal (Fig. 3) dispuesto sobre la margen izquierda 330-328/18° S se pueden discriminar al menos 15 ciclos de espesor entre 3 y 7 m compuestos por términos gruesos y muy gruesos a veces amalgamados de areniscas limpias, amarillentas (en superficie a veces rosadas), notablemente micáceas en algunos niveles. Su rasgo más común lo constituye la estratificación cruzada en *sets* de entre 0,20 y 1,5 m de espesor con terminación tangencial (Fig. 2b) y cubiertas pelíticas hacia la base de los conjuntos, indicativa de etapas de decantación intermitente. Asimismo, son comunes las superficies de reactivación, los conjuntos amalgamados y, particularmente, llamativas las estructuras sigmoidales (*tidal bundles*) con pantallas de fango, reflejando actividad alternante de ciclos mareales de diferente intensidad. Son también comunes *sets* con estratificación cruzada en espina de pez (*herring-bone like*) (Fig. 2c) indicativa de bipolaridad de las corrientes. Cabe destacar que en el tramo inferior de la sección los ciclos inferiores muestran estructuras de carga con gran desarrollo de estructuras de tipo *ball & pillow* (Fig. 3). Entre los bancos de areniscas se desarrollan intervalos de hasta 1-2 m de espesor (Fig. 2b) caracterizados por facies heterolíticas con variantes que incluyen estratificación ondulada, lenticular y *flaser*. Las particiones pelíticas son comunes entre capas, pero en general, no llegan a constituir importantes espesores dentro de la unidad basal. Cabe destacar que es común la presencia de conjuntos de trazas afectando los

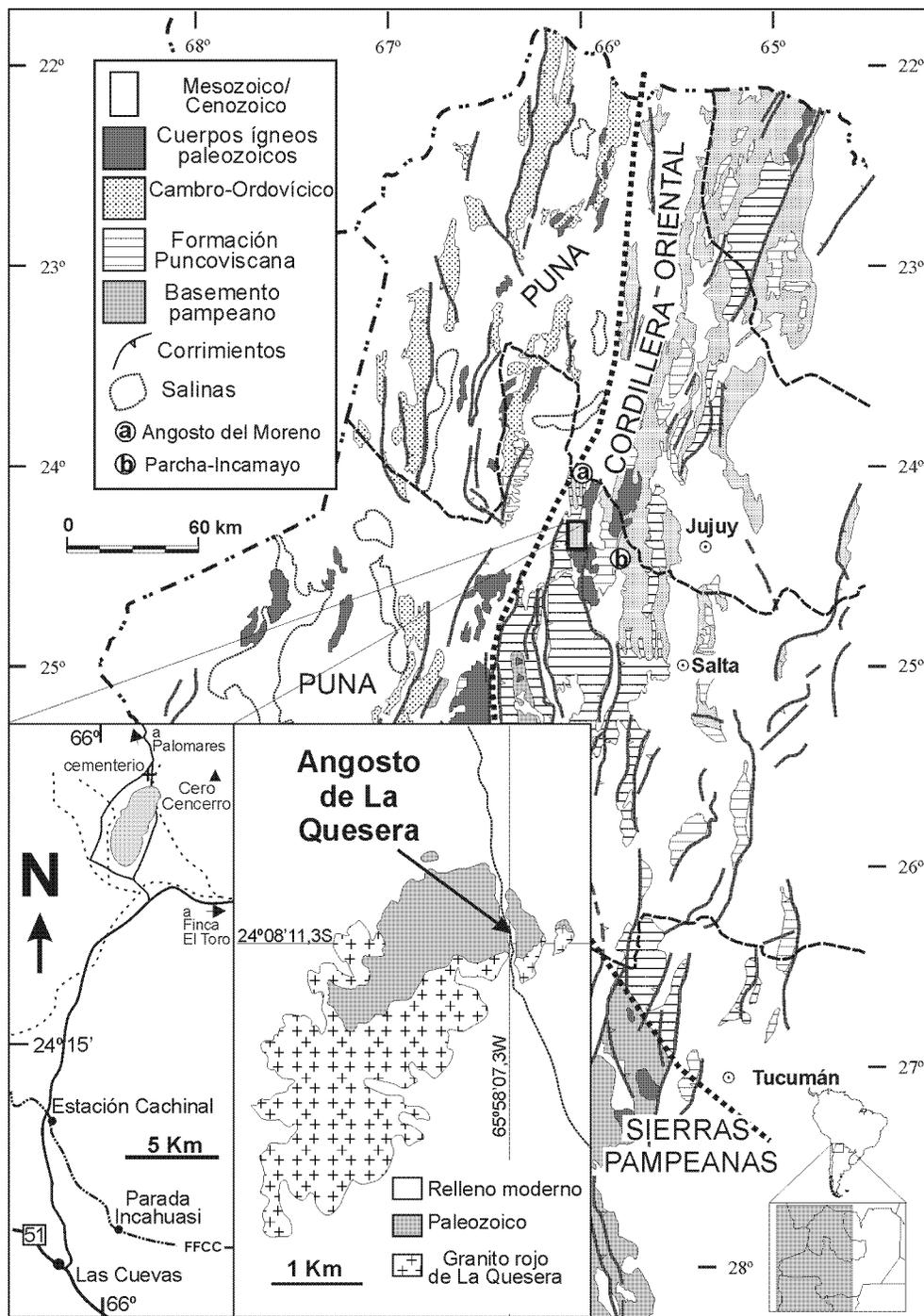


Figura 1: Mapa de ubicación del angosto de La Quesera en el contexto de la Cordillera Oriental salteña (tomado de Hongn *et al.* 2001a y b).

topes de las areniscas, particularmente asignables a la icnofacies de *Skolithos* y en los intervalos más heterolíticos suelen ser comunes *Cruziana* y *Rusophycus*, cuya presencia ya fue destacada por Keidel (1943) y Moya *et al.* (2003).

El conjunto intermedio de conglomerados ha sido el mejor descrito por Keidel (1943, p. 183-189) y Aceñolaza *et al.* (2003). En él se reconocen dos subconjuntos. Uno inferior desorganizado de hasta 10 m de espesor que grada a uno superior de hasta 9 m mejor organizado (*sensu* Walker 1978). El

inferior bisela en contacto plano neto (Fig. 2d) al conjunto basal arenoso y está constituido por conglomerados gruesos y muy gruesos (Figs. 2e y 3), en bancos amalgamados a veces separados por cuñas arenosas o limosas delgadas. En los más de 100 m expuestos en solución de continuidad sobre la margen izquierda del angosto el contacto afecta a la misma capa. Es decir, que al menos, localmente, el plano no desarrolla irregularidades marcadas o topografías de fondo onduladas. Su matriz es abundante y mal seleccionada, aunque las fábr-

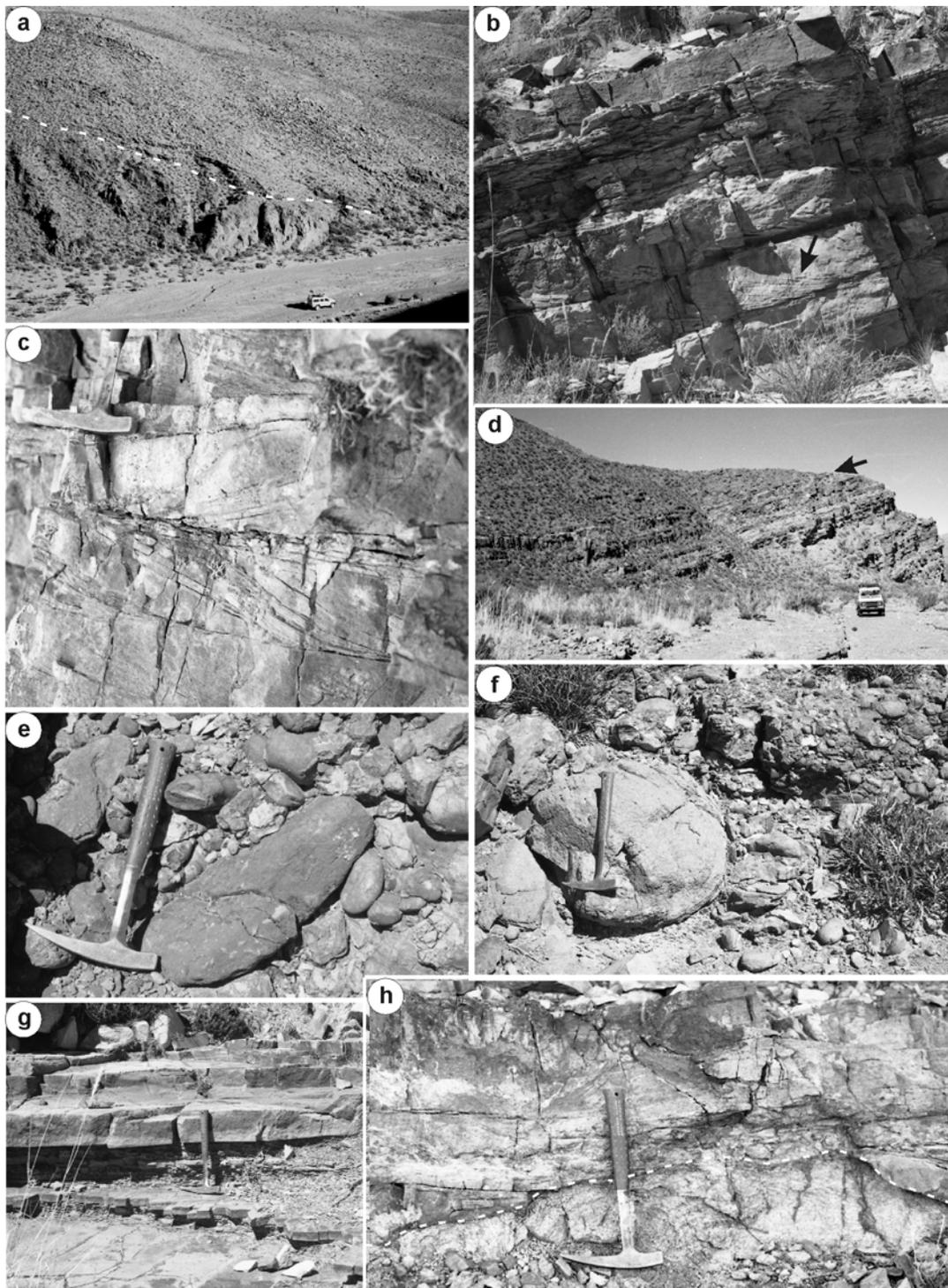


Figura 2: Fotografías de yacencia y detalles estratigráficos: **a)** vista panorámica del contacto discordante en la margen derecha (oeste) constituida por la sucesión de areniscas de la Formación Cardonal (Ordovícico Inferior) sobre los “granitos rojos” de La Quesera; **b)** detalle del paquete basal arenoso (Formación Cardonal), flecha indica conjuntos con laminación cruzada y pantallas de fango comunes en la parte inferior de los *sets*; **c)** estratos con laminación cruzada dispuestos en espina de pez e indicando corrientes bimodales bipolares en los bancos arenosos de la Formación Cardonal; **d)** yacencia de la unidad conglomerádica intermedia (Formación Devendeus) dispuesta en contacto neto erosivo (flecha) sobre la Formación Cardonal en la margen izquierda del angosto; **e)** detalle de los conglomerados de la Formación Devendeus mostrando un bloque de coquinas calcáreas entre clastos redondeados de areniscas; **f)** bloque redondeado de granito dentro del conglomerado inferior desorganizado de la Formación Devendeus (nótese su disposición sobre pelitas limosas); **g)** detalle de la unidad superior (Formación Saladillo) mostrando las capas de areniscas laminadas con concentraciones fosilíferas fragmentarias del tope de la sucesión; **h)** detalle del contacto discordante sobre la margen izquierda (boca de la quebrada). En esta última, puede observarse una mesomorfología irregular labrada en el granito meteorizado (marcada con línea de puntos) sobre la que se disponen cuñas pelíticas a ambos lados sesgadas por un nivel conglomerádico-arenoso.

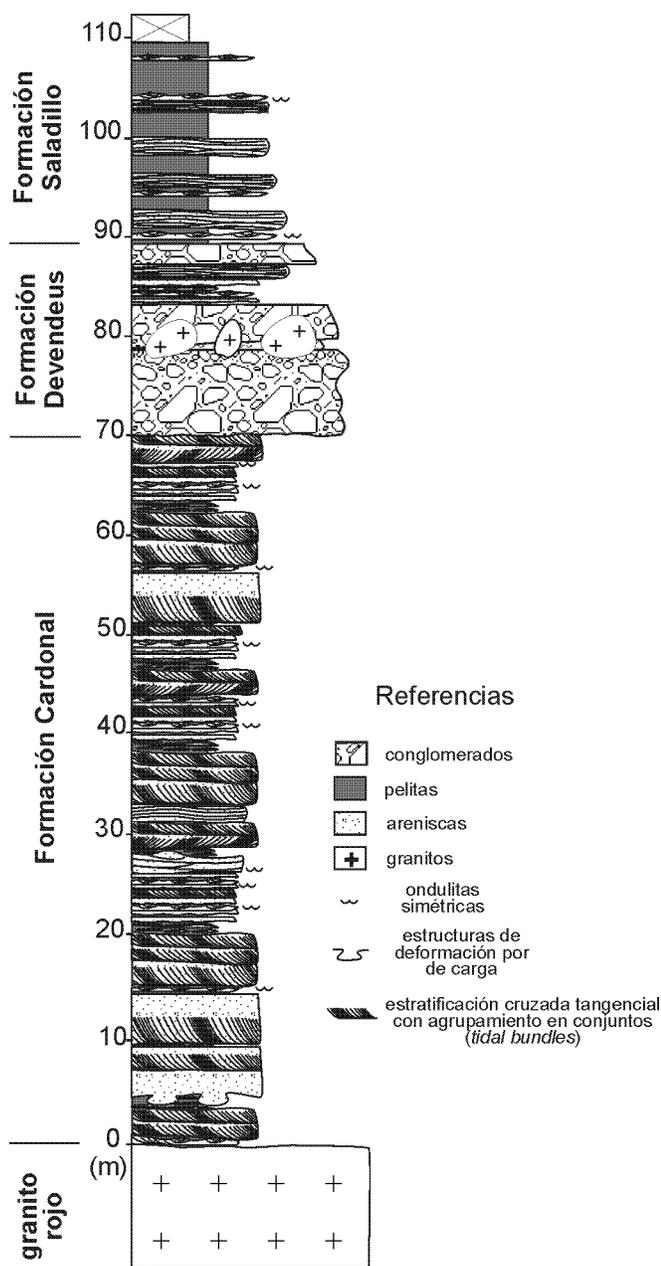


Figura 3: Columna estratigráfica de las unidades aflorantes sobre la margen izquierda del angosto de La Quesera.

cas predominantes son clastosoportadas. Las diferentes poblaciones de clastos poseen, independientemente de su composición, buena a muy buena redondez. Un análisis preliminar de composiciones dentro del intervalo conglomerádico permitió diferenciar: limolitas arenosas, areniscas cuarzosas verdes amarillentas, metagrauvacas verde oscuras, limolitas calcáreas verdes, calizas grises y verdosas, calcarenitas bioclásticas y calizas arenosas coquinoides (Fig. 2e) grises y ocre, cuarzo blanquecino y granitos fuertemente alterados (Fig. 2f). Los clastos de cuarzo no superan en promedio los 3-5 cm mientras que los metasedimentarios tienen tamaños de hasta 60 cm y tamaños máximo promedio (cf. Surlyk 1978) de 35 cm. Los tamaños de clastos van entre sábulo y bloque, superando ex-

cepcionalmente los 2 m de diámetro. Los tamaños máximos están compuestos por granitos equigranulares rosados. Los tamaños promedio de la granulometría de fondo va entre 5-10 cm. Dentro del conjunto hay al menos un horizonte distintivo con gran acumulación de bloques graníticos. Se trata de un nivel lenticular, dispuesto a 5,7 m de la base (24°07'49,1"S-65°58'11,7"W), donde los bloques de granitos cortan un conjunto de pelitas de menor espesor que el diámetro promedio de los bloques. El conjunto superior incluye capas gruesas y muy gruesas (de hasta 1,2 m), con geometría relativamente tabular, dispuestos entre bancos delgados y medianos de areniscas laminadas con notable deformación sinsedimentaria (laminación convoluta y estructuras de escape de agua). Asimismo, se intercalan pelitas limoarenosas y limoarcillosas con espesores de hasta 0,30 metros. Son comunes las estructuras de laminación escalonada y variedades de laminación cruzada y sólo se notaron escasas estructuras de retrabajo, posiblemente producto de oleaje, hacia el tope de la sucesión. Los paquetes del intervalo superior poseen menor granulometría promedio, están mejor seleccionados y generalmente están gradados, aunque los hay fangosoportados. Estas últimas camadas son las que proveyeron los clastos estriados descriptos por Keidel (1943) y según Aceñolaza *et al.* (2003) contiene algunos clastos caídos. Variedades clasto-soportadas en su parte superior o, a veces próximo a la base, desarrollan imbricación de clastos, indicando corrientes dirigidas hacia el sureste. Entre este conjunto superior de conglomerados estratificados se intercalan niveles de coquinas calcáreas singénicas portadores de *Kainella meridionalis* (Moya *et al.* 2003), que difieren de las acumulaciones fosilíferas halladas dentro de los clastos del conglomerado que arrojaron restos de *Parabolina (N.) frequens argentina* y conodontofaunas pertenecientes a la Biozona de *Cordylodus angulatus* (Aceñolaza *et al.* 2003).

Finalmente, en forma bastante abrupta se incrementa la proporción de pelitas (particularmente limosas) y se pasa al intervalo superior (Figs. 2g y 3), que parcialmente se cubre bajo relleno moderno (Fig. 3), donde dominan las pelitas con intercalaciones de areniscas laminadas y estructuras típicas de alto régimen como ondulaciones de gran radio de curvatura que recuerdan a estructuras en domo y cuenco (HCS-SCS). En estas capas se asocian concentraciones fosilíferas fragmentarias, internamente laminadas. Para este último intervalo transgresivo, tanto Aceñolaza *et al.* (2003) como Moya *et al.* (2003) mencionan asociaciones de conodontofaunas indicativas de la Biozona de *Paltodus deltifer* y graptofaunas de la Biozona de *Bryograptus* pertenecientes al Tremadociano inferior alto y superior bajo, comparables con aquellas de la Formación Saladillo en localidades cercanas de la quebrada del Toro (Ortega y Albanesi 2002, Albanesi y Ortega 2002).

Discusión

Keidel (1943, p. 166-167) definió un criterio litoestratigráfico para diferenciar unidades del Grupo Mesón de las pertenecientes al Grupo Santa Victoria incluso antes de que estos dos nombres hayan sido propuestos. Dicho autor señala que su diferenciación en el campo no es mediante fósiles, sino a partir de características litológicas, aunque reconoce que las

litologías no son excluyentes de una u otra unidad. Señala que el límite, aparentemente concordante entre el “Cámbrico” y el “Ordovícico”, en el sentido antes aclarado, está marcado por el cambio de coloración “entre pardo rojizo” para el primero y “gris verdoso, tirando a amarillento”, para el segundo. Si bien hay que ser cuidadoso con la aplicación de este criterio porque en particular existen varios intervalos dentro del “ciclo ordovícico” con coloraciones rosadas y rojizas (*e.g.*, Astini 2003, Astini *et al.* 2004), dentro de su excelente conocimiento regional le resultó muy práctico, y luego de caminar por kilómetros el contacto entre el granito y la unidad sedimentaria sobrepuesta en el angosto de la Quesera es evidente que: 1) Las areniscas suprayacentes son amarillentas y no rosadas o rojizas. El color rosado o rojizo proviene de una cubierta de oxidación y meteorización superficial actual. En cara fresca son amarillentas. 2) En numerosos lugares existen intercalaciones de pelitas gris-verdosas que están actualmente siendo procesadas para palinomorfos. Localmente, estas pelitas se intercalan con niveles arenosos muy delgados con concentraciones fragmentarias de inarticulados y escasos trilobites. 3) Adicionalmente, puede aclararse que las areniscas sobrepuestas en no concordancia son por varias decenas de metros arenitas subfeldespáticas y, próximo a la base, feldespáticas y muy micáceas. Esto es poco común en el caso de las areniscas del Grupo Mesón que, en general, carecen de micas grandes de origen ígneo incluso dentro de los niveles basales, cuando se apoyan sobre la Formación Puncoviscana y poseen una remarcable madurez mineralógica, no así textural (*e.g.*, Astini *et al.* 2005).

El contacto intrusivo descrito por Hongn *et al.* (2001b) resulta, a la luz de lo expuesto, difícil de aceptar. Según Moya *et al.* (2003) este sería el resultado de ciertas inyecciones magmáticas ligadas con cuerpos dacíticos andinos que se encuentran también representados más al norte. En la figura que aportan en su trabajo Hongn *et al.* (2001b, Fig. 1f) es difícil aceptar que el contacto figurado separa granitos de una arenisca. Una alternativa es que la unidad superior (mapeada como sedimentaria) sea una inyección magmática rica en sílice dada su textura poligonizada y no un sedimento afectado por metamorfismo. Las areniscas basales de la Formación Cardonal no son cuarzosas y no poseen ese grado de recristalización, de aceptarla como una textura sedimentaria.

El examen del margen oriental de la quebrada muestra un contacto claro y neto entre las dos litologías. El granito en su parte superior, particularmente en los últimos 5 m próximos al contacto, está fuertemente meteorizado. A pesar de haber sido descrito por Keidel (1943) como una superficie de nivelación acabada, localmente en el tope desarrolla una mesomorfología con desniveles en su tope de hasta 0,30 m (Fig. 2h). En las depresiones el material que ha quedado depositado es particularmente inmaduro, reflejando un depósito *in situ*, de naturaleza regolítica. Por encima y en contacto neto se depositan pelitas que normalmente son erosionadas por los bancos arenosos. En un punto asimismo (24°08'07,4"S-65°58'05,5"W) se halló intercalado entre las pelitas verde-amarillentas un nivel de areniscas coquinoides con abundantes restos de inarticulados y trilobites fragmentarios. Localmente también existen unas fracturas abiertas y con algún desplazamiento vertical que son parcialmente rellenas por material sedimentario y pueden confundirse como enclaves.

Keidel (1937, 1943) denominó al conjunto sedimentario paleozoico que suprayace al “granito rojo” como Grupo Cardonal. Más tarde Harrington (1957) subdividió a dicho grupo en dos unidades proponiendo el nombre de Formación Cardonal para el conjunto predominantemente arenoso superior de Keidel (1937, 1943). Harrington (1957) denominó al conjunto pelítico inferior, identificado originalmente como el miembro inferior por Keidel (1943), como Formación Lampazar. Con posterioridad, el nombre de Formación Cardonal fue aplicado en otras localidades de la Cordillera Oriental aunque no exactamente a paquetes con iguales características (*e.g.*, Moya y Monteros 2000). Considerando las características distintivas del conjunto de los conglomerados dispuestos en la parte superior del intervalo originalmente incluido dentro del Grupo Cardonal (*cf.* Keidel 1943), tanto en la localidad de Parcha-Incamayo como en el angosto de la Quesera, Astini (2003, p. 45, Fig. 1.31) propuso denominarlo Formación Devendeus. Su estratotipo se ubica en la quebrada homónima de la región de Parcha, estudiada en detalle por Keidel (1943). Estos constituyen los discutidos depósitos glaciocósmicos del mencionado autor a cuya génesis aludieron recientemente Astini (2003) y Aceñolaza *et al.* (2003). En esta última región suprayace a la Formación Devendeus una unidad predominantemente pelítica a la que Keidel (1937) denominó Formación Saladillo. Considerando la nomenclatura discutida precedentemente, la estratigrafía del angosto de La Quesera queda entonces constituida por las Formaciones Cardonal, Devendeus y Saladillo que se apoyan en no concordancia sobre el “granito rojo” (Figs. 3 y 4). Esta estratigrafía corresponde enteramente al Ordovícico inferior y, más específicamente, al Tremadociano inferior alto y medio.

Si bien discutir aspectos paleoambientales no es objeto de la presente discusión, es importante remarcar que la influencia glacial no es fácil de probar en depósitos tan diagenizados y compactados como los de la Formación Devendeus. No obstante, su definición o no puede arrojar luz acerca de la paleogeografía existente en la región y esto último, a su vez, indicar ciertas características topográficas de la cuenca. En general, pero particularmente el conjunto basal del conglomerado expuesto en el angosto presenta no sólo muy buen redondeamiento, sino una marcada interpenetración de clastos de diferente competencia. Efectos similares han sido observados por el autor en conglomerados que han sufrido soterramiento profundo y avanzados efectos de presión disolución (*e.g.*, Conglomerado de Las Vacas Astini, 1998). La filiación glacial, incluso con la buena evidencia de clastos estriados aportada por Keidel (1943, láminas 5 y 6) no resulta concluyente, ya que el estriamiento de algunos clastos depende de su composición y suele también producirse por fricción en flujos altamente concentrados. Asimismo, y como resaltan Aceñolaza *et al.* (2003) si bien existen clastos y bloques “flotando” o incluidos dentro de litologías comparativamente más finas, hay un sólo nivel (Fig. 2f) en donde constituyen verdaderas incongruencias hidrodinámicas. Se trata del nivel que incluye los bloques de granito en promedio superiores a 1 m de diámetro, dispuestos aleatoriamente dentro de un nivel limoso que es estrangulado y claramente flexionado por dichos bloques. En general los bloques tienen un tamaño mayor al del espesor de la capa que los contiene, hecho difícil de explicar por procesos traccionales, incluso considerando la

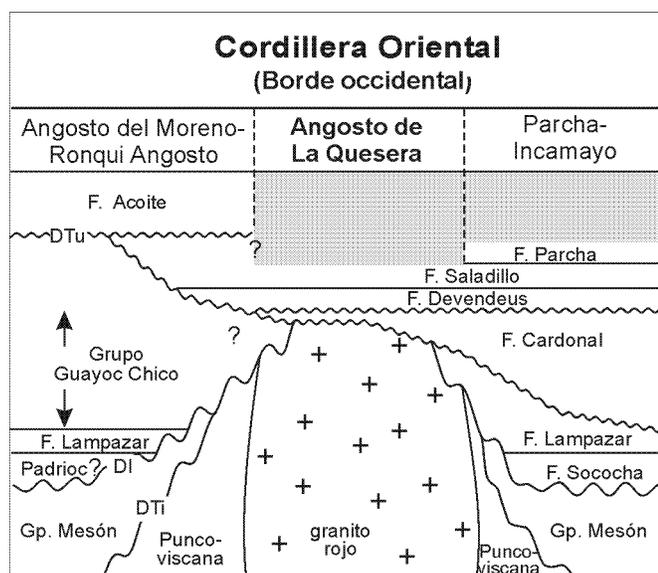


Figura 4: Esquema mostrando las principales relaciones estratigráficas entre las diferentes unidades considerando las localidades del angosto del Moreno, angosto de La Quesera y Parcha-Incamayo (véase ubicación en Fig. 1). En gris se marca la ausencia de continuidad estratigráfica vinculada con corrimientos que sesgan las respectivas secciones. Signos de pregunta indican incertidumbre. DTi: discordancia tilarca, DI: discordancia irúya, DTu: discordancia tumbaya.

compactación. Como indican los autores mencionados, similares procesos suelen ocurrir en ambientes proglaciales por lo que pueden haber actuado, al menos subordinadamente, procesos de origen glacial. No obstante, estructuras diagnósticas de hielo asentado no han sido halladas y la mayor parte de los conglomerados posee muy buen redondeamiento y fábricas clastosoportadas lo que dificulta la posibilidad de hallar características primarias diagnósticas. No casualmente los únicos clastos estriados fueron hallados por Keidel (1943) en los niveles superiores del conglomerado que han sufrido menor retrabajo por tracción. Una alternativa para interpretar el horizonte con grandes bloques de granito y clastos caídos se vincula con posible actividad de una falla sinsedimentaria en la región. En otras regiones tectónicamente activas se han documentado estructuras típicas de bloques caídos desde escarpas de falla (e.g., Astini 1998, Fig. 13). Alternativamente, depósitos similares pueden generarse por caída desde los laterales de paleovalles, como indican Aceñolaza *et al.* (2003). Sin embargo, este estudio desestima que hayan existido paleorelieves o paleopendientes de la magnitud de las inferidas por dichos autores. De corroborarse su asentamiento directo sobre el “granito rojo”, en el extremo oriental del angosto, el máximo desnivel sería de 70 m pero aún así las pendientes cartografiadas en el campo serían \ll a 5° y no podrían explicar caída de bloques.

Significado estratigráfico y tectónico

La importancia de la correcta asignación de la estratigrafía suprayacente al “granito rojo” es fundamental para esclarecer

aspectos vinculados con la evolución geológica de la región durante el Paleozoico temprano. En particular, el trabajo de Hongn *et al.* (2001a) presenta dos conclusiones principales: a) el hiato representado por la discordancia tilarca no sería tan importante y b) el magmatismo se vincularía con un episodio extensional ocurrido en el Cámbrico Temprano (Hongn *et al.* 2001a, 2003). Por un lado, si el granito fuera intrusivo en rocas ordovícicas esto significaría que dicha facies granítica (asignada por los autores al batolito de Tastil) no corresponde al ciclo tilarca sino que sería mucho más joven y asignable a un episodio intra-ordovícico. De acuerdo con la posición que aquí se sugiere para la Formación Cardonal, en coincidencia con la propuesta de Keidel (1943) y Moya (1999), debería ubicarse en congruencia con la fase diastrófica tumbaya (Moya 1997, Moya *et al.* 1998). Esta ha sido definida comprendiendo su máximo hiato hacia el norte del angosto del Moreno (ubicado inmediatamente al norte de la región de estudio). Este episodio diastrófico afecta a diversas unidades tremadocianas del borde occidental de la Cordillera Oriental (Moya 1999, Astini 2003). Dada su errónea caracterización como contacto intrusivo en las areniscas pertenecientes al Grupo Mesón, la interpretación de Hongn *et al.* (2001a) permitió sugerir que el hiato que separa a la Formación Puncoviscana del Grupo Mesón era mucho menor a lo interpretado en el pasado, dada la edad del intrusivo de 520 Ma. Siendo estas areniscas ordovícicas y no cámbricas y estando apoyadas en discordancia, dicha interpretación puede ser desestimada.

La otra interpretación realizada por Hongn *et al.* (2001a) fue la posibilidad de vincular el supuesto episodio intrusivo con la estructuración de una cuenca extensional propuesta para el desarrollo del Grupo Mesón. Así, dichos autores desvincularon este episodio de la orogenia tilarca, como se había hecho en el pasado, al considerarla una facies tardía vinculada más posiblemente con la orogenia irúyica. A la luz de estas consideraciones esta suposición tampoco sería válida. Aunque no se descarta que fuera del área de estudio puedan existir relaciones de intrusividad como las propuestas por Hong *et al.* (2001a y b), las bases supuestas por dichos autores no permiten reubicar el Grupo Mesón ni discutir la magnitud de los hiatos involucrados.

Cabe recordar que Borrello (1969) publicó una datación radiométrica efectuada por Shell CAPSA mediante métodos Rb-Sr y K-Ar sobre biotitas y ortoclase de la Granodiorita Quesera con edad 530 ± 20 Ma que permitió asignarla al Cámbrico Inferior. Con posterioridad edades de 536 ± 7 Ma (U-P, Bachman *et al.* 1987), 451 ± 3 Ma (Rb-Sr, Cordani *et al.* 1990), 520 Ma (preliminares en Hongn *et al.* 2001b) y 526 ± 2 Ma (U-Pb en circón, Hongn *et al.* 2001a) han permitido generalizar la asignación cámbrico inferior para la totalidad de las facies graníticas del batolito de Tastil. Considerando la edad cámbrica temprana alta a cámbrica media actualmente aceptada para el Grupo Mesón (Mángano y Buatois 2004, Buatois y Mángano 2005) y el tiempo requerido para la exhumación y relativa planación de los granitoides de La Quesera, en su conjunto, es posible explicar la ausencia del Grupo Mesón en esta región que sólo habría vuelto a presentar condiciones para la sedimentación a partir del Tremadociano basal. De esta manera, el angosto de la Quesera constituiría la única locali-

dad en la Cordillera Oriental donde en una misma superficie (la no concordancia descrita) se amalgaman los efectos erosivos del diastrofismo tilcárico y el irúyico (Fig. 4). Además, en esta localidad el espesor estratigráfico que las separa de la discordancia Tumbaya (espesor dado por la Formación Cardonal), es también el menor registrado en la comarca. La ausencia de la Formación Lampazar en el angosto de La Quesera (Fig. 4), incluida dentro del Cámbrico Superior (Moya y Monteros 2000, Moya *et al.* 2003) permite interpretar que la Formación Cardonal se depositó luego de un intervalo erosivo, que eliminó a la Formación Lampazar o fue responsable de que el sustrato granítico permanezca emergido. Así, los complejos submareales preservados dentro de la Formación Cardonal que representarían rellenos estuarinos durante una etapa transgresiva difieren del arreglo regresivo (progradacional) que presenta la unidad aflorante en el angosto del Moreno sobre la Formación Lampazar (transición de unidad 2 a 3 en Buatois *et al.* 2003). Por esta razón, Astini (2003) optó por incluir a la estratigrafía expuesta en esta última región dentro del Grupo Guayoc Chico (Fig. 4) (enmendando la definición propuesta por Ramos 1973) en lugar de emplear el nombre de Formación Cardonal (*e.g.*, Moya y Monteros 2000, Moya *et al.* 2003). De acuerdo con las relaciones estratigráficas y asociaciones de facies contrastadas y empleando los conceptos de la estratigrafía secuencial la Formación Cardonal aflorante en el angosto de La Quesera [conforme a la definición de Harrington (1957) que modificara la de Keidel (1937, 1943)], debería representar una unidad más joven que el conjunto arenoso que en el angosto del Moreno suprayace a la Formación Lampazar (Fig. 5).

Aceñolaza *et al.* (2003) por su parte, infieren la presencia de un paleorelieve erosivo de al menos 300 m labrado parcialmente en el Grupo Mesón. Esta apreciación errónea surge del hecho que consideraron a las areniscas superficialmente rosadas que apoyan sobre el granito como la Formación Lizoite. Si bien se coincide con estos autores en que no existirían evidencias de contacto intrusivo y se trata más bien de una no concordancia, dado que las areniscas corresponden a las de la Formación Cardonal y no al Grupo Mesón como ellos describen y dado que los conglomerados se disponen formando un depósito predominantemente tabular, no existiría un paleorelieve de tal magnitud. Aunque al oeste del angosto la unidad conglomerádica (la Formación Devendeus) ha sido erosionada por hallarse en un nivel topográfico más alto, a ambos lados del angosto el sustrato está compuesto por paquetes arenosos, localmente heterolíticos, pertenecientes al tramo medio-superior de la Formación Cardonal (Fig. 3). Si bien puede existir un cierto biselamiento en sentido nornoroeste-sursureste, dicho efecto no es evidente en el corte aflorante sobre el angosto (Fig. 2d), aunque sí existen numerosos clastos y bloques de las areniscas amarillentas con estratificación cruzada formando parte del conglomerado. Este hecho indica que el sustrato fue al menos canibalizado en parte. Asimismo, la ausencia de areniscas rosadas o rojizas (en proporciones \ll al 1%) y la presencia de clastos y bloques de granito en algunos niveles (véase Fig. 2f) indica que la erosión afectó también localmente el sustrato granítico. Aunque no pudo corroborarse la observación de Aceñolaza *et al.* (2003) que en el extremo oriental del área dicho conglomerado

está yaciendo directamente sobre el granito es posible que ello haya ocurrido también fuera de la región, como también sugiere Ramos (1973). No obstante, el paleorelieve cartografiado contradice la existencia de un paleocañón como el sugerido por dichos autores. El resto de las composiciones observadas en el conglomerado (como también lo señala Keidel 1943, p. 184) correspondería a variedades sedimentarias asignables a distintos niveles estratigráficos representados dentro del Grupo Guayoc Chico (Astini 2003). Este último se encuentra bien representado en el angosto de Moreno donde por sobre la Formación Lampazar se reconocen varios centenares de metros de depósitos marinos someros con intercalaciones de abundantes niveles fosilíferos y, particularmente hacia el tope, un intervalo con gran cantidad de niveles de coquinas calcáreas con variada fauna de braquiópodos y trilobites. Esta sección ha sido descrita en detalle por Moya y Monteros (2000), Buatois *et al.* (2003), Moya *et al.* (2003) y Astini (2003). De acuerdo con las composiciones e identidades faunísticas señaladas por estos autores, habría servido parcialmente de área fuente para los depósitos conglomerádicos de la Formación Devendeus (Figs. 4 y 5). De esta manera, la estratigrafía expuesta en el angosto de La Quesera (y parcialmente la de la región de Parcha) sería mutuamente excluyente con aquella expuesta en la región al norte del angosto del Moreno, sobre el borde occidental de la Cordillera Oriental (Astini 2003) (Fig. 4).

Se infiere que el evento erosivo ligado con la fase tumbaya habría eliminado gran parte del Grupo Guayoc Chico que estaría retrabajada y redepositada en ambientes proximales dando origen a los conglomerados de la Formación Devendeus cartografiado en el angosto de La Quesera y en localidades de la margen norte de la quebrada del Toro (Keidel 1943, Astini 2003). La mayor participación de clastos y bloques graníticos en el angosto de La Quesera y el mayor tamaño de los bloques, en general, permite inferir que esta región estuvo más próxima al área de aporte. Las faunas mencionadas por Aceñolaza *et al.* (2003) permiten, a su vez, sugerir que el intervalo reciclado y redepositado en el conglomerado de la Formación Devendeus abarca al menos entre el Cámbrico Superior y el Tremadociano Inferior. La sucesión que suprayace al conglomerado, tanto en esta localidad como en la región de Parcha, sería la Formación Saladillo (Fig. 5) que marcaría un episodio transgresivo dentro de esta región, no representado en la región de El Moreno, donde la discordancia Tumbaya involucra un hiato de mayor extensión (Moya *et al.* 1998) evidenciando que dicha región permaneció fundamentalmente emergida hasta el Arenigiano inferior (Figs. 4 y 5).

Conclusiones

La sucesión que suprayace al “granito rojo” (parte del complejo plutónico de Tastil o Granodiorita Tastil) lo hace en no concordancia. Se trata de una superficie erosiva labrada sobre un granito que estuvo expuesto un tiempo prolongado a la acción de la meteorización. Si bien la superficie fue descrita como una superficie de nivelación acabada (peneplancie) por Keidel (1943) el granito posee signos evidentes de alteración química y física en su parte superior particularmente en los

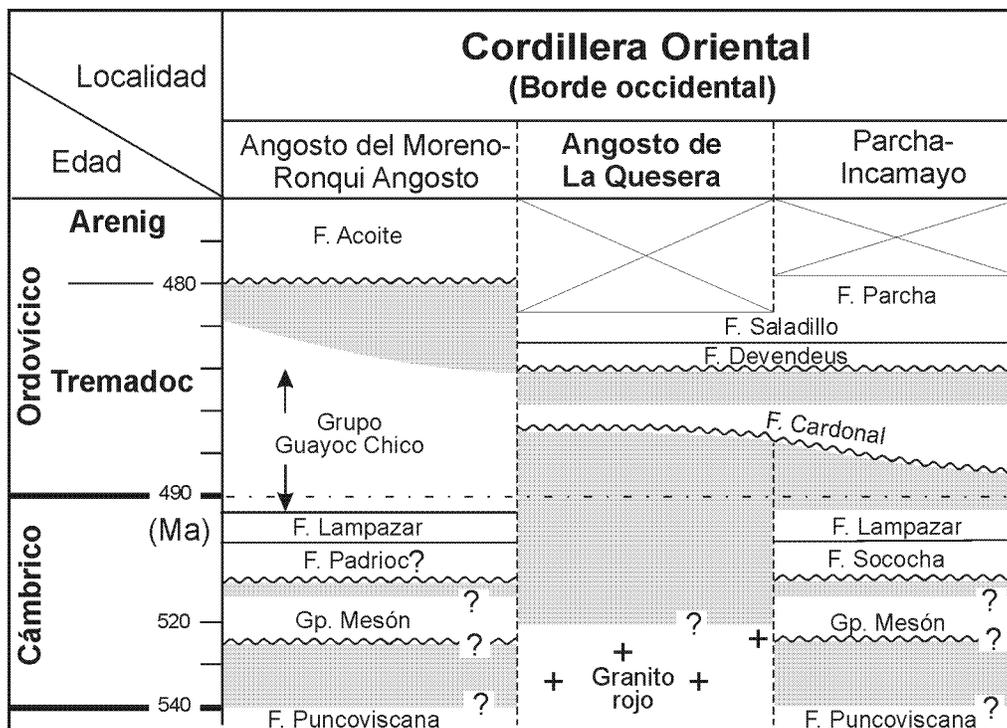


Figura 5: Cuadro cronoestratigráfico de las unidades aflorantes en la región del angosto de La Quesera y su comparación con las secciones del angosto del Moreno y de la región de Parcha (modificada de Astini 2003). La base bioestratigráfica fue extraída de Moya y Monteros (2000), Moya *et al.* (2003), Ortega y Albanesi (2002), Tortello *et al.* (2002), Brussa *et al.* (2003), Waisfeld y Vaccari (2003) y Mángano y Buatois (2004). En gris los intervalos representando hiatos. En cruz los intervalos faltantes por truncamiento tectónico. Líneas onduladas representan discordancias. Líneas continuas contactos concordantes. En trazo discontinuo marca el límite cambro-ordovícico. Signos de pregunta indican cierta incertidumbre en la posición cronoestratigráfica o asignación precisa de alguna unidad.

últimos 5 m, sobre los que se labra una mesotopografía con relieves de hasta 0,30 cm donde quedan bolsones de material regolítico y restos de pelitas verdes con niveles de coquinas laminares que constituyen depósitos transgresivos residuales. Esta localidad representa la única región de la Cordillera Oriental en donde en una única superficie se habrían amalgamado efectos erosivos del diastrofismo tilcárico e irúyico. Un fuerte paleorelieve tilcárico residual explicaría la ausencia de solapamiento por parte de las unidades del Grupo Mesón.

La unidad que suprayace al “granito rojo” en toda su extensión a ambos lados del angosto de la Quesera es la Formación Cardonal que puede diferenciarse claramente por características litológicas, estratigráficas, faunísticas e ichnológicas de las unidades del Grupo Mesón. Las areniscas pertenecientes a esta última unidad no están representadas en el angosto, aunque si afloran en regiones próximas. Los niveles estratigráficos expuestos en el angosto de la Quesera no constituyen la primera unidad del Grupo Santa Victoria reconocida en regiones adyacentes (*e.g.*, Miembro Tilcara, Formación Sococha, Formación Lampazar), por lo que se infiere que dicha región fue positiva incluso durante la depositación inicial del grupo, durante el Cámbrico Superior. Dado que no existen unidades pertenecientes al Grupo Mesón, el paleorelieve erosivo sugerido por otros autores, por debajo del conglomerado de la Formación Devendeus, sería mucho menor y su fechado intra-ordovícico.

Keidel (1943) no sólo describió con acierto la estratigrafía y las relaciones de yacencia en la zona sino que realizó observaciones puntuales que al día de hoy no pueden ser desestimadas. La Formación Devendeus, que incluye los conglomerados expuestos en el angosto de la Quesera, a provisto evidencias indirectas de actividad glacial como clastos estriados y posiblemente facetados al igual que algunas estructuras de inflexión de capas en torno a bloques, asignables a clastos caídos. Es posible que una alternativa para el horizonte con grandes “bloques caídos” de granito se vincule con actividad de una falla activa en la región. De acuerdo con su posición estratigráfica y su composición general, gran parte de las unidades pertenecientes al Grupo Guayoc Chico (Ramos 1973, Astini 2003) habrían sido expuestas, denudadas y redepositadas durante un episodio conocido como la fase diastrófica Tumbaya, que involucra un hiato considerable inmediatamente hacia el norte. El resultado de dicho episodio de levantamiento está constituido en parte por el propio conglomerado de la Formación Devendeus, expuesto en el angosto de la Quesera y su continuación por la margen izquierda de la quebrada del Toro. Su génesis queda desvinculada de cualquier efecto relacionado con la fase irúyica, mientras que las evidencias de redeposición indican que se trataría de un efecto gatillado por la fase Tumbaya al que, posiblemente, se asociarían efectos glaciales.

Las suposiciones de magmatismo concomitante con la sedimentación del Grupo Mesón o de un hiato de extensión redu-

cida para la discordancia tilmárica, basados en las relaciones estratigráficas del angosto de la Quesera, carecen de fundamento.

Agradecimientos

Agradezco la discusión epistolar mantenida con el Dr. Fernando Hongn (UNSA), la lectura crítica de una versión preliminar y sugerencias del Dr. Luis Buatois (Universidad de Saskatchewan, Canadá) y los comentarios de los árbitros de la revista, los Drs. V.A. Ramos y F. Hongn. FONCYT a través del subsidio BID 1201, PICT 2000 N° 07-08920 apoya nuestro trabajo en la Cordillera Oriental.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, G.F. 2003. The Cambrian System in Northwestern Argentina: Stratigraphical and paleontological framework. *Geologica Acta* 1(1): 23-39.
- Aceñolaza, G.F., Milana, J.P., Heredia, S. y Simoes, M. 2003. Stratigraphical and biostratigraphical framework of the Angosto de la Quesera conglomerate complex (Cordillera Oriental of Salta): an incised valley system in the Tremadocian of NW Argentina. En: Albanesi, G.L., Beresi, M.S. y Peralta, S.H., (eds.) *Ordovician from the Andes. Serie Correlación Geológica* 17: 365-370.
- Aceñolaza, F.G., Buatois, L.A., Mángano, M.G., Esteban, S., Tortello, M.F. y Aceñolaza, G.F. 1999. Cámbrico y Ordovícico del noroeste argentino. En: Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 167-187.
- Albanesi, G.L. y Ortega, G. 2002. Advances on Conodont-Graptolite biostratigraphy of the Ordovician System of Argentina. En: Aceñolaza, F.G. (ed.), *Aspects of the Ordovician System in Argentina. INSUGEO, Serie Correlación Geológica* 16: 143-165.
- Astini, R.A. 1998. El Conglomerado de Las Vacas y el Grupo Trapiche de la Precordillera: tectónica distensiva en el Ordovícico Superior. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53: 489-503.
- Astini, R.A. 2003. The Ordovician Proto-Andean basins. En: Benedetto, J.L. (ed.), *Ordovician fossils of Argentina. Secretaría de Ciencias y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba* 1-74, Córdoba.
- Astini, R.A., Waisfeld, B.G., Toro, B.A. y Benedetto, J.L., 2004. El Paleozoico Inferior y medio de la región de Los Colorados, borde occidental de la Cordillera Oriental (provincia de Jujuy), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59(2): 243-260.
- Astini, R.A., Spagnuolo, C., Dávila, F.M. y Rapalini, A.E. 2005. El Grupo Mesón y la discordancia Irúyica en el noroeste argentino. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas (en prensa), La Plata.
- Bachman, G., Grauert, B., Kramm, U., Lork, A. y Miller, H. 1987. El magmatismo del Cámbrico Medio/Cámbrico Superior en el basamento del noroeste argentino: investigaciones isotópicas y geocronológicas sobre los granitoides de los complejos intrusivos de Santa Rosa de Tastil y Cañaní. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 125-127, San Miguel de Tucumán.
- Benedetto, J.L. 1977. Algunas consideraciones acerca de la posición del límite Cambro-Ordovícico en América del Sur. *Geos* 23: 3-11, Caracas.
- Borello, A.V. 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales 14: 1-188, Buenos Aires.
- Brussa, E.D., Toro, B.A. y Benedetto, J.L. 2003. Biostratigraphy. En: Benedetto, J.L. (ed.), *Ordovician fossils of Argentina. Secretaría de Ciencias y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba* 75-90, Córdoba.
- Buatois, L.A. y Mángano, M.G. 2005. Discussion and reply: The Cambrian System in Northwestern Argentina: Stratigraphical and paleontological framework. Discussion. *Geologica Acta* 3(1): 65-72.
- Buatois, L.A., Moya, M.C., Mángano, M.G. y Malanca, S. 2003. Paleoenvironmental and sequence stratigraphic framework of the Cambro-Ordovician transition in the Angosto del Moreno area, Northwest Argentina. En: Albanesi, G.L., Beresi, M.S. y Peralta, S.H., (eds.), *Ordovician from the Andes. Serie Correlación Geológica* 17: 397-401, Tucumán.
- Cordani, U.G., Omarini, R.H., Vancini, K.R. y Petronilho, L. 1990. Geocronología Rb/Sr y K/Ar del Complejo Granítico Santa Rosa de Tastil y de la Formación Puncoviscana, Salta, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 239-242, San Juan.
- Harrington, H.J. 1957. Ordovician Formations of Argentina. En: Harrington, H.J. y Leanza, A.F. (eds.) *Ordovician trilobites of Argentina. University of Kansas Special Publication* 1: 1-59.
- Hausen, H. 1925. Sobre un perfil geológico del borde de la Puna de Atacama, con una descripción de algunos yacimientos minerales de la Puna de Salta y Jujuy. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* 28: 3-95, Córdoba.
- Hongn, F.D., Tubía, J.M., Aranguren, A. y Mon, R. 2001a. El batolito de Tastil (Salta, Argentina): un caso de magmatismo poliorogénico en el basamento andino. *Boletín Geológico y Minero* 112: 113-124, Madrid.
- Hongn, F.D., Tubía, J.M., Aranguren, A., y Mon, R. 2001b. Intrusión del granito rojo del batolito de Tastil en areniscas eopaleozoicas en el angosto de La Quesera, Cordillera Oriental, Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56: 249-252.
- Hongn, F.D., Tubía, J.M., Aranguren, A. y Mon, R. 2003. The Tastil Batolith (Cordillera Oriental, Argentina): A case of Early Cambrian extension-related magmatism in the border of Gondwana. 18° LAK, Terra Nostra 2: 4.
- Keidel, J. 1937. La Prepuna de Salta y Jujuy. *Revista Centro de Estudios Doctorales de la Facultad de Ciencias Naturales* 1: 125-154, Buenos Aires.
- Keidel, J. 1943. El Ordovícico inferior en los Andes del norte argentino y sus depósitos marino-glaciales. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 36: 140-229.
- Kilmurray, J. e Igarzabal, A. 1971. Petrografía y rasgos geomórficos del batolito granítico de Santa Rosa de Tastil, Provincia de Salta, Rep. Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26(4): 417-438.
- Kobayashi, T. 1935. On the *Kainella* fauna of the basal Ordovician age found in Argentina, *Japanese Journal of Geology and Geography* 12(3-4): 59-67, Tokyo.
- Mángano, M.G. y Buatois, L.A. 2004. Integración de estratigrafía secuencial, sedimentología e icnología para un análisis cronoe-stratigráfico del Paleozoico inferior del noroeste argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 273-280.
- Moya, M.C. 1988. Lower Ordovician in the southern part of the Argentine Eastern Cordillera. *Lecture Notes in Earth Sciences* 17: 55-66.
- Moya, M.C. 1997. La fase Tumbaya (Ordovícico Inferior) en los Andes del norte argentino. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 185-189, Antofagasta.
- Moya, M.C. 1999. El Ordovícico en los Andes del Norte Argentino. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (eds.) *Geología del Noroeste Argentino. 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio*: 134-152, Salta.
- Moya, M.C. y Monteros, J.C. 2000. El Angosto del Moreno (Cordillera Oriental Argentina), un área clave para analizar el límite Cámbrico-Ordovícico y la discordancia Irúyica. 14° Congreso Geológico Boliviano, Actas 142-147, La Paz.
- Moya, M.C., Malanca, S., Monteros, J.A. y Cuerda, A. 1994. Biostratigrafía del Ordovícico Inferior en la Cordillera Oriental Argentina basada en graptolitos. *Revista Española de Paleontología* 9: 91-104.
- Moya, M.C., Monteros, J.A. y Monaldi, C.R. 1998. Graptolite dating of a Lower Ordovician unconformity in the Argentinian Andes. En: Gutierrez-Marco, J.C., y I. Rabano (eds.), *Proceedings* 6°

- International Conference and 1998 Field Meeting, Temas Geológico-Mineros ITGE, 23: 227-230, Madrid.
- Moya, M.C., Montero, J.A., Malanca, S., Ortega, G. y Albanesi, G.L. 2003. Quebrada del Toro and Angosto de La Quesera, Eastern Cordillera, Salta Province. Ordovician and Silurian of the Cordillera Oriental and Sierras Subandinas, NW Argentina, Field Trip Guide. INSUGEO, Miscelánea 11: 47-49, Tucumán.
- Ortega, G. y Albanesi, G.L. 2002. Bioestratigrafía de graptolitos y conodontes del Tremadociano tardío de la Cordillera Oriental Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 542-547, Calafate.
- Ramos, V.A. 1973. Estructura de los primeros contrafuertes de la Puna salto-jujeña y sus manifestaciones volcánicas asociadas. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 159-202, Carlos Paz.
- Surlyk, F. 1978. Submarine fan sedimentation along fault scarps on tilted fault blocks (Jurassic-Cretaceous boundary, East Greenland). Greenland Geological Undersogelse Bulletin, 128: 1-108, Copenhagen.
- Tortello, M.F., Esteban, S. y Aceñolaza, G.F. 2002. Trilobites from the base of the Ordovician System in northwestern Argentina. En: Aceñolaza, F.G. (ed.), Aspects of the Ordovician System in Argentina. INSUGEO, Serie Correlación Geológica 16: 131-142, Tucumán.
- Turner, J.C.M. 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y Adyacencias. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias 41: 163-196, Córdoba.
- Turner, J.C.M. 1970. The Andes of Northwestern Argentina. Geologische Rundschau 59(3): 1028-1063.
- Turner, J.C.M. y Méndez, V. 1975. Geología del sector oriental de los Departamentos de Santa Victoria e Iruya, Provincia de Salta. República Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias 51: 11-24, Córdoba.
- Waisfeld, B.G. y Vaccari, N.E. 2003. Trilobites. En: Benedetto, J.L. (ed.), Ordovician fossils of Argentina. Secretaría de Ciencias y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba, 295-409, Córdoba.
- Walker, R.G. 1975. Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association, Geological Society of America Bulletin, 86: 737-748.

Recibido: 22 de junio, 2004

Aceptado: 27 de mayo, 2005