

Paleoambientes y magnetoestratigrafía del Neógeno de la Sierra de Mogna, y su relación con la Cuenca de Antepaís Andina

Juan P. MILANA¹, Felisa BERCOVSKI² y Teresa JORDAN³

¹Instituto de Geología, Universidad Nacional de San Juan, Av. I. de la Roza y Meglioli, 5401 San Juan.
E-mail: jpmilana@unsj-cuim.edu.ar

²Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Juan, I. de la Roza y Meglioli, 5401 San Juan

³Dept. of Geological Sciences, Cornell University, Ithaca, 14853, N.Y., U.S.A. E-mail: tej1@cornell.edu

RESUMEN. Se presenta un análisis preciso de la historia de acumulación del Neógeno de Mogna utilizando magnetoestratigrafía, dataciones absolutas, determinaciones de vertebrados fósiles y correlaciones con secciones vecinas. Esta secuencia, la más completa de la cuenca de antepaís del Bermejo, evolucionó debido a dos fases tectónicas moduladas por cambios fisiográficos y climáticos. Se estudiaron cronológicamente y sedimentológicamente ocho formaciones neógenas, determinándose una gran diacronicidad de sus límites, hasta de 1 Ma. El Neógeno se acumuló entre los 19 y 1 Ma ininterrumpidamente salvo entre los 15 y 12 Ma, donde la correlación magnetoestratigráfica es dudosa. La formación basal, Río Salado, se depositó en un ambiente de playa lake (centro de cuenca), mientras que las cuatro unidades siguientes (Formaciones Quebrada del Jarillal, Huachipampa, Qa. del Cura y Río Jáchal) caracterizan sistemas fluviales efímeros, distinguiéndose en la relación arena/pelita, morfología de canal, bioturbación, y composición. Las formaciones superiores, Mogna y El Corral son gravosas y se interdigitan lateral y verticalmente. La primera fue depositada por un importante río entrelazado gravoso mientras que la segunda se acumuló como una bajada aluvial. Toda la secuencia caracteriza la progradación de una cuña aluvial, empujada por la deformación que avanzó hacia el este. La evolución asociada a las fases tectónicas sugiere una reología del basamento disímil a lo largo del eje de cuenca. Durante la deformación inicial la subsidencia disminuyó hacia el sur, acomodada por fallas sinsedimentarias expuestas en Loma de los Pozos, mientras que durante la deformación principal la subsidencia del antepaís fue más homogénea.

Palabras clave: *Neógeno, Magnetoestratigrafía, Cuenca de Antepaís, Sedimentología, Mogna.*

ABSTRACT. *Depositional environments and magnetostratigraphy of the Neogene Mogna sequence and its relation to the Andean Foreland Basin.* A precise history of accumulation has been depicted for the Mogna Neogene sequence, using magnetostratigraphy, absolute dating, vertebrate fossil determinations and comparisons with neighboring sections. A two-stage tectonic history was modulated by changes in the drainage basin configuration and, apparently, climate. Eight Neogene formations have been dated, surveyed and correlated, suggesting that most boundaries are diachronous, up to 10⁶ yr. The magnetochronology reveals accumulation from 19 Ma up to 1 Ma, only interrupted for an interval with doubtful correlation to the MPTS between 15 and 12 Ma. The lower Río Salado Formation accumulated in a playa-lake (basin center) while the four following units (Quebrada del Jarillal, Huachipampa, Qa. del Cura and Río Jáchal Formations) were deposited by sandy ephemeral rivers, differing from one to another in the channel/floodplain ratio, channel morphology, degree of floodplain bioturbation, and sandstone composition. The upper two, Mogna and El Corral Formations are gravelly and they interdigitate laterally and vertically. The first one was deposited by a major gravelly braided river, while the second accumulated in an alluvial bajada. The entire sequence documents a large-scale progradation of an arid-system alluvial wedge related to the eastward advance of deformation. The correlation of the deformational stages recognized at Mogna suggests a variable basin rheological behavior along the paleo-basin axis. During the initial deformation stage, a southward reduction of thickness (2 km) was accommodated by synsedimentary faults exposed at Los Pozos range (Pie de Palo Norte alignment), while during the main stage of deformation, subsidence was similar along the strike.

Key words: *Neogene, Magnetostratigraphy, Foreland Basin, Sedimentology, Mogna*

Introducción

La secuencia neógena de la Sierra de Mogna es probablemente la columna aflorante más completa de la Cuenca de Antepaís del Bermejo (cf. Johnson *et al.* 1986, Jordan *et al.* 1993). Esto se debe a que presenta su base expuesta, un excelente afloramiento de toda la secuencia interrumpido por repeticiones tectónicas menores, y

un techo muy joven, que según el presente estudio, sería Pleistoceno. Por ello, la Sierra de Mogna brinda una oportunidad única de estudiar la evolución del relleno de la Cuenca del Bermejo desde los primeros momentos de su formación hasta tiempos cuaternarios. La ausencia de importantes superficies erosivas en esta secuencia, ha permitido lograr una muy buena correlación con la escala magnetocronológica mundial, brindando una excelen-

te estratigrafía de detalle para los 18 millones de años de acumulación registradas. Así, este estudio permite señalar que esta secuencia es una de las mejores datadas del continente, pudiendo considerársele en el futuro como estratotipo para ciertos límites cronoestratigráficos.

La existencia de numerosos estudios cronoestratigráficos (Johnson *et al.* 1986, Jordan *et al.* 1990, Bercowski *et al.* 1986), sedimentológicos (Beer y Jordan 1989, Damanti y Jordan 1989, Cevallos y Milana 1992, Milana *et al.* 1993) y estructurales (Allmendinger *et al.* 1990, Jordan *et al.* 1993, Zapata y Allmendinger 1996a, 1996b) efectuados en los últimos años en esta cuenca brindan una excelente red de información con la cual comparar las características encontradas en esta secuencia, y permiten comprobar el carácter local o regional de los eventos observados en Mogna. Además, dado que la historia de acumulación en una cuenca de antepaís está asociada con la evolución de la faja plegada y corrida relacionada (Jordan 1981, Beaumont 1981, Flemings y Jordan 1989, Jordan *et al.*, 1993, DeCelles *et al.* 1991, 1995, DeCelles y Giles 1996), se pueden hacer comparaciones ajustadas entre la evolución cuencal y de la faja de corrimientos precordilleranos estudiada a lo largo del Río Jáchal (Jordan *et al.* 1993). Las posibilidades que ofrece la secuencia de Mogna son muy extensas y superan el análisis básico que se efectúa en este aporte. El interés primordial de esta contribución es brindar una descripción básica y un análisis cronológico de la secuencia, bindando algunas conclusiones de carácter general, sin discutir aspectos específicos que serán tratados en contribuciones diferentes.

Un tema de particular interés es el significado de la curva de acumulación de Mogna. Aunque la velocidad de acumulación suele ser un elemento de juicio bastante polémico, el análisis del comportamiento de esta curva frente a cambios en la introducción de sedimentos a la cuenca ha permitido determinar que el mismo responde principalmente a factores tectónicos y no a modificaciones en el aporte sedimentario. Ello, no solo es interpretado en base al análisis de los datos de Sierra de Mogna, sino también de la evolución de secuencias aledañas y en la morfología de las secuencias en el subsuelo del Valle de Bermejo, observable en registros sísmicos.

Características geológicas de la Sierra de Mogna y alrededores

La secuencia neógena aflorante en la Sierra de Mogna, pertenece a la Cuenca del Bermejo que localmente comenzó a depositarse hace unos 20 Ma. A pesar de la dislocación Plio-pleistocena de esta cuenca, partes de la misma continúan activas en el presente, como en el Valle del Bermejo. Esta cuenca actual presenta una forma triangular, extendiéndose desde cerca de Guandacol hasta el norte de la Sierra de Pie de Palo. Sin embargo,

la cuenca neógena del Bermejo incluía grandes áreas de las Sierras Pampeanas occidentales, todo lo que es hoy Precordillera Oriental y Central del centro y norte de San Juan (Jordan *et al.* 1999), y estuvo conectada hacia al sur con otras cuencas de antepaís andinas.

Los afloramientos de la Cuenca del Bermejo se encuentran dentro del segmento de subducción somera de la Placa de Nazca (Barazangi y Isacks 1976), que ocasiona una ausencia de vulcanismo en el margen activo del continente sudamericano. Esta cuenca se formó por subsidencia del antepaís sudamericano (no deformado) debido a la sobrecarga litostática producida por el apilamiento de corrimientos ubicados hacia el oeste, principalmente en la Precordillera (Jordan *et al.* 1999). A partir de los 8 Ma, se comenzó a fracturar el basamento de la región (Jordan y Allmendinger 1986, Reynolds *et al.* 1987), provocando la fragmentación de la cuenca original en otras menores (*broken foreland basins*, Jordan 1995).

La Sierra de Mogna o Móquina pertenece al sistema morfoestructural definido como Precordillera Oriental (Ortiz y Zambrano 1981), que se caracteriza por estructuras con vergencia hacia el oeste. Hacia el oeste de Sierra de Mogna se encuentra otra unidad positiva con afloramientos neógenos, conocida como Loma de los Pozos. Esta sierra está levantada por un corrimiento con vergencia al este, por lo que pertenecería al sistema morfoestructural descrito como Precordillera Central. A la latitud de la zona de estudio, la Precordillera Occidental, compone el margen opuesto de la Precordillera. Estas tres subprovincia geológicas se diferencian notablemente en su estratigrafía interna y su estructura geológica (cf. Baldis *et al.*, 1982).

La Precordillera Oriental, originalmente interpretada como una estructura corrida vergente al oeste con despegues en los carbonatos eopaleozoicos (Ortiz y Zambrano 1981), luego ha sido reinterpretada como asociada a levantamientos de basamento no expuestos en superficie (Fielding y Jodan 1989, Milana 1991, Zapata y Allmendinger 1996b). Su composición estratigráfica está dada principalmente por carbonatos eopaleozoicos y secuencias rojas neógenas, y en menor proporción se encuentran afloramientos de depósitos silicoclasticos paleozoicos y mesozoicos. La Precordillera Central es un sistema de corrimientos en secuencia, con vergencia al este. En esta subprovincia, los carbonatos eopaleozoicos afloran en menor proporción, siendo dominantes las secuencias clásticas silúricas y devónicas, y luego los depósitos marino-continuales de la Cuenca de Paganzo (Cb-Pm) y las secuencias neógenas de la Cuenca del Bermejo. La Precordillera Occidental es estructuralmente similar a la Central, aunque los corrimientos están más espaciados y asociados a fallas antitéticas en su retaguardia (Baldis *et al.*, 1982). En su estratigrafía desaparecen los carbonatos eopaleozoicos de plataforma, reemplazados por secuencias de talud y fondo oceánico principalmente de edad ordovícica, sucedidas por depósitos clásticos carboníferos o triásicos en fuerte discordancia

angular, y finalmente algunos depósitos neógenos.

La Sierra de Mogna es un gran braquianticlinal asimétrico fallado tanto longitudinal como transversalmente, compuesto por dos culminaciones definidas por los afloramientos de Fm. Río Salado (Fossa Mancini, 1936, Kelly 1962). Los estudios estructurales modernos, utilizando secciones balanceadas, indicaron que la estructura correspondía a un pliegue debido a propagación de una falla de basamento (Milana 1991, Zapata y Allmendinger 1996b). El semi eje norte del braqui-anticlinal buza suavemente al norte mientras que hacia el sur lo hace a alto ángulo debido a la existencia del sistema de fallas que forma la rampa lateral que causa la terminación austral abrupta de la Sa. de Mogna. Esta rampa probablemente responde a un escalón de basamento asociado al lineamiento Pié de Palo Norte, y que controló la depositación neógena (Milana 1991). Hacia el sur, y luego de una depresión de unos 7 km de ancho, la secuencia neógena vuelve a aflorar en el área de Villicum Norte, en donde es posible reconocer la estratigrafía observada en Sierra de Mogna, aunque algo condensada. Esta división estratigráfica se pierde hacia el sur, donde se reconocen tres unidades básicas (pelítica, arenosa y conglomerádica) tal como se ha indicado para el área de Ullum (Fig. 1). Hacia el norte, varias unidades de Mogna presentan afloramientos continuos hasta Sierra de Huaco, garantizando muy buenas correlaciones con la cronoestratigrafía establecida allí por Johnson *et al.* (1986).

En el núcleo del anticlinal principal de la sierra es posible reconocer unidades más antiguas, paleozoicas y mesozoicas, cuya estratigrafía ha sido discutida en varias ocasiones (cf. Milana 1991). La unidad más antigua es la Fm San Juan (Fossa Mancini, 1936), le sobreyace la Fm Patquía (pérmica) con capas color rojo intenso y alguna eolianitas, y finalmente la Fm Cañón del Colorado, jurásica inferior, en base al hallazgo de una fauna de dinosaurios prosaurópodos (Martínez 1999). Este conjunto es intruido por diques máficos de edad cretácica (Cingolani *et al.* 1991). No existe gran angularidad entre las unidades indicadas, pero la unidad neógena basal, la Fm Río Salado, se apoya alternativamente sobre estos tres grupos de roca, señalando una discordancia angular muy suave. La nomenclatura utilizada en este trabajo puede diferir de otros anteriores (Cuerda *et al.*, 1991, 1994, Tabutt *et al.*, 1987), pero se estima que es el correcto empleo de los nombres acuñados por Kelly (1962) trabajo precursor y ampliamente utilizado por los investigadores subsecuentes. La asignación de nombres es discutida *in extenso* por Milana (1991), no siendo el objetivo de este aporte.

Debido a que la estructuración dominante de la Precordillera y de la Cuenca actual de Bermejo es nort-sur, se ha interpretado que el eje de la cuenca neógena tuvo una posición similar, que en nuestro caso uniría las localidades de Huaco, Mogna y Ullum. Las áreas proximales con respecto a dicho eje depositacional, lo representan áreas de Precordillera Central como Río Azul

(Jordan *et al.* 1990), Talacasto y Pachaco (Milana *et al.* 1993). Las áreas distales estarían localizadas hacia el este, en el subsuelo del Bermejo, y parcialmente expuestas por el corrimiento de Valle Fértil. Debe destacarse que los afloramientos de Calingasta e Iglesias no formaron parte de la Cuenca del Bermejo, como lo caracterizan los estudios sismoestratigráficos (Beer *et al.*, 1991). Estos afloramientos formaron cuencas de retaguardia o «piggyback» (Jordan *et al.* 1997), solo conectadas a la de Bermejo por líneas de drenaje similares a las actuales (Río Jáchal y San Juan). Debido a la posición geográfica de estos paleoríos (el primero dirigido hacia Huaco, y el segundo hacia Ullum, figura 1), la Sierra de Mogna no fue afectada por la actividad de estos ríos, salvo durante la acumulación de Fm Mogna. El límite más occidental de la Cuenca del Bermejo se ubicaría en el frente de corrimientos que eleva las Sierra del Tontal, La Invernada y Yerba Loca (Milana *et al.* 1993).

Metodología de trabajo

Métodos de Campo

La sección de Mogna fue medida en dos secciones desvinculadas por una falla (Fig. 2). El 95% de la secuencia neógena fue estudiada a lo largo de la quebrada del Río Colorado, que drena el margen oriental de la sierra. En esta sección (I, Fig. 2) se perfilaron las 7 formaciones superiores, partiendo del techo de la inferior. La sección II permitió estudiar la Fm. Río Salado hasta los sectores basales de la Fm. Quebrada del Jarillal. Ambos perfiles se superponen permitiendo una doble correlación: litológica y magnetoestratigráfica. A lo largo de cada perfil se establecieron sitios de muestreo paleomagnético (Fig. 3), con una separación de unos 20 m en la sección I y de 10 m en la II. El espaciamiento fue elegido en base a la experiencia obtenida en Huaco y Ullum, y considerando que la velocidad de acumulación fue menor en la unidad asociada al centro de cuenca (Fm Río Salado).

En cada sitio se extrajeron tres muestras de mano orientadas, para el análisis de la magnetización remanente depositacional. La secuencia sedimentaria fue medida y descrita mediante medición estrato-por-estrato, que permite un gran detalle, pero puede producir errores del espesor acumulado de todas las capas que suman unos 4 km de espesor. Por ello, el espesor se midió por segunda vez mediante poligonales abiertas utilizando brújula y cinta métrica, valores utilizados para establecer el espaciamiento estratigráfico entre muestras, el espesor de miembros formaciones y el de cada estrato (distribuyendo el error que osciló entre 10 y 20%). Además del perfilamiento vertical, la calidad del afloramiento tridimensional permitió establecer las características arquitecturales de los cuerpos sedimentarios, permitiendo ajustar las interpretaciones paleoambientales efectuadas (Cuadro 1).

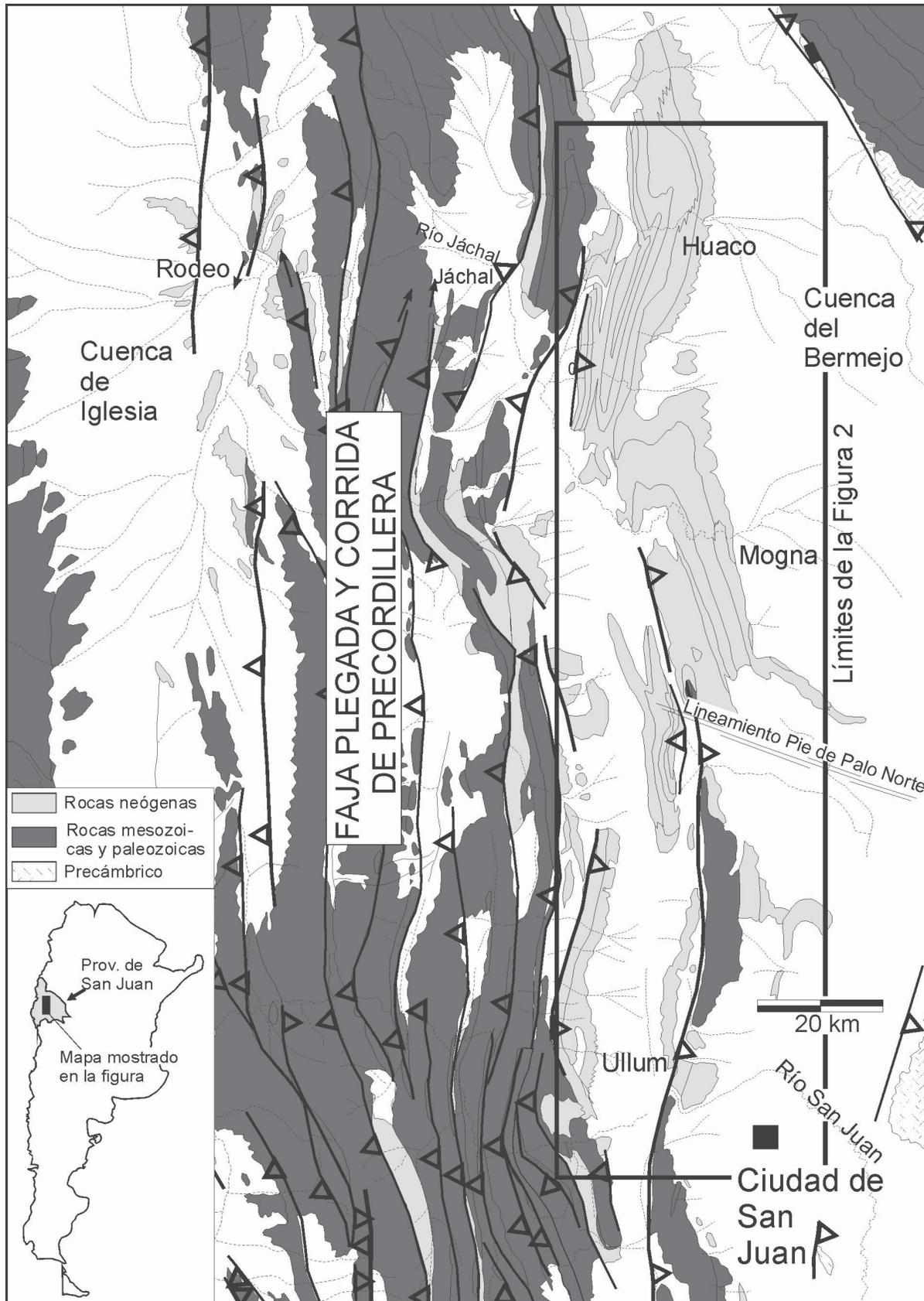


Figura 1: Mapa geológico de la Precordillera a la latitud de la Sierra de Mogna mostrando las principales estructuras que afectan a la Precordillera, y las localidades neógenas cuyo estudio aporta información para este trabajo.

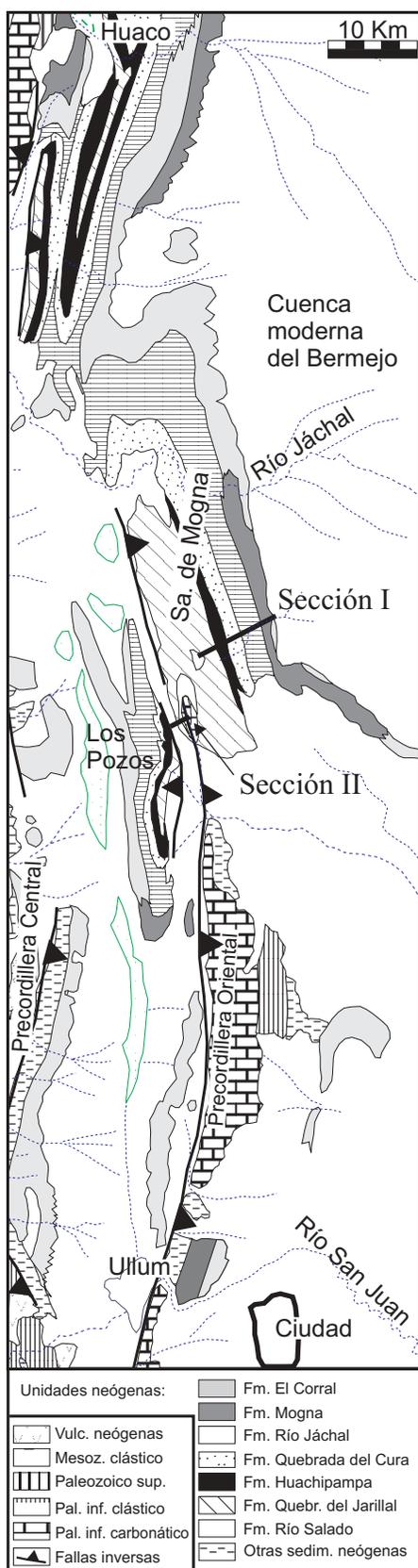


Figura 2: Mapa geológico de la Sierra de Mogna mostrando la ubicación de los dos perfiles de muestreo magnetoestratigrafico.

Métodos de Laboratorio

Los vectores paleomagnéticos fueron medidos por magnetómetros de rotación, en Dartmouth College (Sección I) y Syracuse University (Sección II). Se midió primero la magnetización remanente natural (MRN) de todas las muestras, dato utilizado para compararse con los resultados de las subsecuentes etapas de demagnetización. Luego de algunos tests iniciales se decidió demagnetizar termalmente las muestras de la Sección I, comenzando desde los 500°C y en menores casos desde 400°C, continuando en etapas de 10° hasta que la magnetización remanente residual alcanzara un valor del 10% del MRN original. En cambio, las muestras de la Sección II de tipo más pelíticas y con diferente mineralogía, fueron demagnetizadas termalmente (comenzando desde 300°C), y por campos alternos desde 100 hasta C. 900 Oerstedes.

Los vectores paleomagnéticos de las muestras de la sección II, fueron evaluados por análisis de las componentes principales. Los vectores utilizados para la Sección I, fueron aquellos extraídos de una etapa termal que fuera superior al punto Curie de la magnetita, y en la cual la intensidad magnética se mantuviera estable o fuera algo menor que la etapa precedente (los datos están disponibles mediante solicitud a los autores). La coherencia del vector paleomagnético para cada sitio de muestreo es establecida mediante el test estadístico de Fisher (cf. Johnson *et al.* 1986), que sirve para calificar sitios de clase 1 ($R > 2,63$), clase 2 ($2,63 > R > 2,00$) y clase 3 (sitios con una sola muestra, o con $R < 2,00$). Solamente los sitios clase 1 y 2 fueron utilizados para definir posición de cambios de polaridad en la secuencia.

Estratigrafía y ambientes depositacionales

Formación Río Salado

Miembro inferior (C. 27 m): Sobreyace a las unidades paleozoicas y mesozoicas mediante una discordancia de bajo ángulo (Fig. 4h). Está formado por conglomerados discontinuos lateralmente. En Villicum Norte presenta solo 0,6 m, indicando que en realidad se trata de un depósito residual que rellena las irregularidades topográficas de la discordancia basal. Estos conglomerados se confunden con los de Fm Cañón del Colorado (jurásicos), debido a su similar coloración, facies, grado de diagénesis y la discordancia enmascarada que los separa. Sin embargo, los conglomerados neógenos truncan los diques cretácicos que intruyen la unidad jurásica y presentan más clastos de rocas sedimentarias, en vez de la alta participación de rodados de basamento observada en las psefitas mesozoicas. Los conglomerados son muy mal seleccionados, con clastos angulares a subangulares, y bloques de hasta 60 cm de calizas. Presentan una estratificación horizontal mal definida, con algunas artesas de bajo ángulo y canales de escaso relieve.

Cuadro 1: Resumen de las características litológicas y ambientales del neógeno de la Sierra de Mogna

Formación	Miembro (espesor)	Contacto basal	Características litológicas			Características Dominantes	Características ambientales		
			pel.+ ar.f.	ar. m/g	cgl.		Planicie de inundación	bioturbación	Depósitos de canal
El Corral	(127 m)	Neto	4	30	66	predominan conglomerados	no	no	Gravosos no confinados, baja selección
Mogna	(680 m)	Neto	27	56	17	conglomerados alternan con arenas y pelitas	limosa-arenosa, cortes y relleno	media	Gravas en fajas de canales explayadas
Río Jáchal	superior (485 m)	Transicional	49	50	1	Arenas no canalizadas (80%)	limosa	media	cuerpos tabulares a laminares de arenas multiepisódicas
	medio (418 m)	Transicional	36	64	0	90% de la arena es no canalizada	arenosa, heteróptica, mucha desecación y marcas	poca	ídem superior
	inferior (205 m)	Transicional	48	52	0	arenas intercaladas con pelitas verdes	limosa verde c/ pocos niveles de bivalvos	media	ídem superior
Quebrada del Cura	(643 m)	Transicional	47	53	X	capas gruesas de arena con láminas de pesados	limosa, heteróptica	poca	cuerpos tabulares a acintados de arenas multiepisódicas y arenas gruesas amalgamadas
Huachipampa	(407 m)	Transicional	58	42	X	pelitas y arenas tobáceas	pelítica homogénea	alta	arenas tobáceas laminares y canales limo arenosos fijos, con alas
Quebrada del Jarillal	superior (376 m)	Transicional	28	72	X	mantos de arena amalgamados	heteróptica	media	cuerpos tabulares de arenas amalgamadas multiepisódicas
	medio (175 m)	Transicional	39	61	0	pelitas em mantos y poca arena	limosa (casi toda la unidad)	poca	cuerpos laminares de arena gruesa, con laminación plana
	inferior (138 m)	Transicional	37	62	1	Arena c/clastos y pelitas rojas	roja, carbonato pedogenético	alta	cuerpos tabulares gruesos de arenas guijarrosas
Río Salado	superior (72 m)	Transicional	35	65	0	arenas con intraclastos	limo arenoso	media	cuerpos tabulares de arena c/paraclastos, multiepisódicos
	medio (127 m)	Transicional	92	8	0	pelitas homogéneas con bentonitas	pelítica (toda la unidad)	media	no
	inferior (~27 m)	Transicional	12	7	81	conglomerado inmaduro	no	no	gravoso no confinado

ve (0,6 a 1,5 m de profundidad), con numerosos niveles de pavimentos. Hacia el techo del miembro se observan fangolitas homogéneas con clastos dispersos y evidencias de bioturbación, y los conglomerados son mantiformes, de 30 a 60 cm de espesor.

Interpretación: Este miembro fue depositado por corrientes tractivas de alta a mediana fluidez, de alta energía y escasa duración. Esto generó un depósito mal seleccionado, con estratificación horizontal mal definida y hasta bloques sobredimensionados, pero siendo clasto sostén (cf.. *low-relief gravel sheets*, de Eynon y Walker

1974). La presencia de depósitos mantiformes hacia el techo corrobora esta interpretación apuntando a corrientes de creciente poco canalizadas que ocurren en los ambientes de abanico aluvial. Los pavimentos de clastos sugieren el retrabajo por corrientes diluidas póstumas. La angularidad de los clastos sugiere una elaboración local o paralocal, que condice con la alta proporción de clastos de sedimentitas carbonáticas y clásticas, y la ausencia de vulcanitas ácidas o de clastos de basamento (excepto algunos retrabajados de los conglomerados jurásicos).

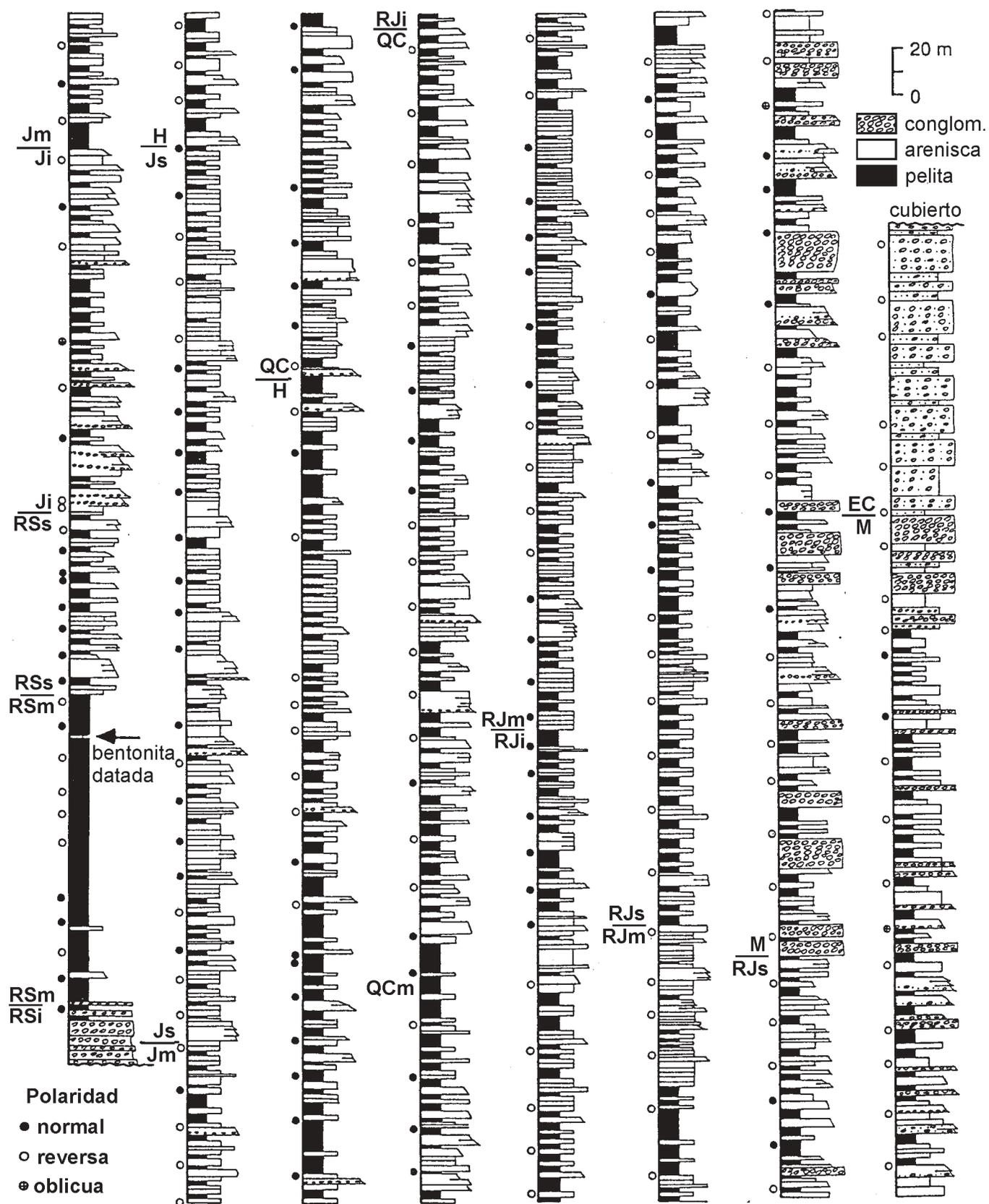


Figura 3: Columna litológica de la secuencia de Mogna, mostrando la división en Formaciones y miembros y la ubicación de las muestras paleomagnéticas.

Cuadro 1: Resumen de las características litológicas y ambientales del neógeno de la Sierra de Mogna

Formación	Miembro (espesor)	Contacto basal	Características litológicas			Características Dominantes	Características ambientales		
			pel.+ ar.f.	ar. m/g	cgl.		Planicie de inundación	bioturbación	Depósitos de canal
El Corral	(127 m)	Neto	4	30	66	predominan conglomerados	no	no	Gravosos no confinados, baja selección
Mogna	(680 m)	Neto	27	56	17	conglomerados alternan con arenas y pelitas	limosa-arenosa, cortes y relleno	media	Gravas en fajas de canales explayadas
Río Jáchal	superior (485 m)	Transicional	49	50	1	Arenas no canalizadas (80%)	limosa	media	cuerpos tabulares a laminares de arenas multiepisdicas
	medio (418 m)	Transicional	36	64	0	90% de la arena es no canalizada	arenosa, heterolítica, mucha desecación y marcas	poca	ídem superior
	inferior (205 m)	Transicional	48	52	0	arenas intercaladas con pelitas verdes	limosa verde c/ pocos niveles de bivalvos	media	ídem superior
Quebrada del Cura	(643 m)	Transicional	47	53	X	capas gruesas de arena con láminas de pesados	limosa, heterolítica	poca	cuerpos tabulares a acintados de arenas multiepisdicas y arenas gruesas amalgamadas
Huachipampa	(407 m)	Transicional	58	42	X	pelitas y arenas tobáceas	pelítica homogénea	alta	arenas tobáceas laminares y canales limo arenosos fijos, con alas
Quebrada del Jarillal	superior (376 m)	Transicional	28	72	X	mantos de arena amalgamados	heterolítica	media	cuerpos tabulares de arenas amalgamadas multiepisdicas
	medio (175 m)	Transicional	39	61	0	pelitas em mantos y poca arena	limosa (casi toda la unidad)	poca	cuerpos laminares de arena gruesa, con laminación plana
	inferior (138 m)	Transicional	37	62	1	Arena c/clastos y pelitas rojas	roja, carbonato pedogenético	alta	cuerpos tabulares gruesos de arenas guijarrosas
Río Salado	superior (72 m)	Transicional	35	65	0	arenas con intraclastos	limo arenoso	media	cuerpos tabulares de arena c/paraclastos, multiepisdicos
	medio (127 m)	Transicional	92	8	0	pelitas homegéneas con bentonitas	pelítica (toda la unidad)	media	no
	inferior (~27 m)	Transicional	12	7	81	conglomerado inmaduro	no	no	gravoso no confinado

Miembro medio (127 m): Caracteriza la Formación Río Salado. Está compuesto por limolitas laminadas a masivas, marrón rojizas con escasas grietas de desecación, abundantes ondulitas y bioturbación, intercaladas con tobas verde claro a blancas. No se observan areniscas salvo en el sector cuspidal del miembro. Como accesorio, hay escasos bancos carbonáticos delgados, en los que se han descrito estructuras estromatolíticas (Cuerda *et al.*, 1979). La bioturbación es intensa y causa la homogeneización de intervalos fangolíticos completos, quedando algunos sectores con algo de estructura original definida por capas de limo grueso con numerosas

perforaciones y laminación ondulítica. Los intervalos tobáceos bentonitizados mas gruesos muestran estructuras sedimentarias primarias (ondulitas y laminación plana), y grietas de desecación; y alcanzan hasta 0,7 m de espesor, aunque a veces se observan bolsones debido a replegamiento tectónico de esta capa explotada. En Villicum Norte se observaron estructuras de gran escala tales como discontinuidades erosivas y canales rellenos con limo, pero en Mogna esta unidad está compuesta por estratos plano-concordantes.

Interpretación: Este miembro fue depositado en un ambiente de tipo playa-lake limoso, con épocas de inun-

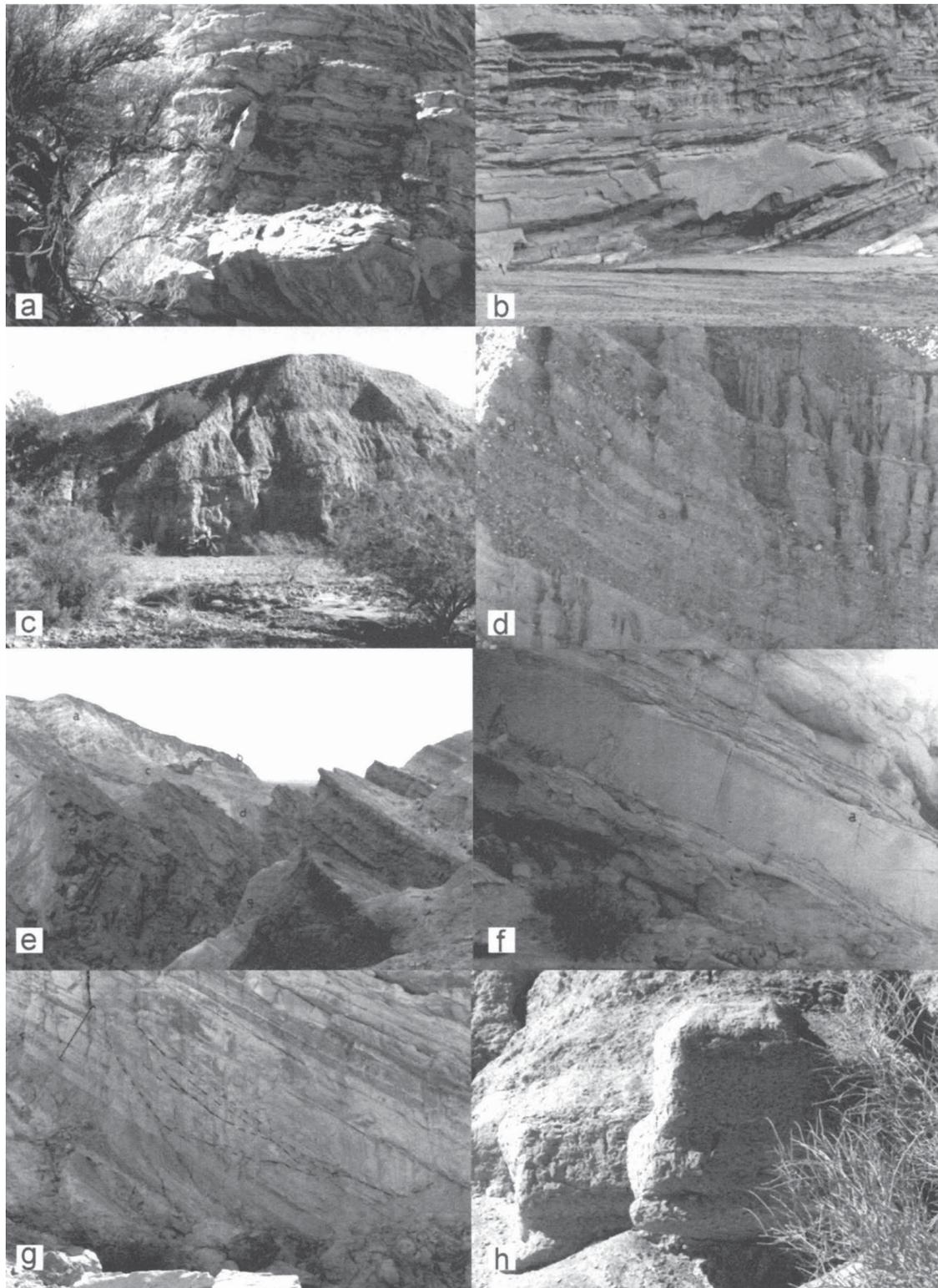


Figura 4: Vistas de diferentes características de las diferentes unidades neógenas. **a**, Planicie de inundación heterolítica de Fm Río Jáchal mostrando uno de los diques clásticos. **b**, Canales explayados multiepisódicos de Fm Río Jáchal, con un relleno final heterolítico (a) indicando una fase póstuma de abandono. **c**, Conglomerados tabulares homogéneos de Fm Mogna depositados por un río entrelazado. **d**, Conglomerados arenosos pleistocénicos de bajada en Fm El Corral. **e**, Vista del núcleo del anticlinal, observándose las calizas eopaleozoicas (a), las sedimentitas pérmicas (b), las sedimentitas eojurásicas (c) en donde se marca la posición de los prosaurópodos encontrados (d), los basaltos cretácicos (e), el conglomerado basal del Fm Río Salado (f), la parte inferior pelítica de Fm Río Salado (g), y la toba bentónica datada (h). **e**, Canal explayados de Quebrada del Jarillal mostrando el alto régimen de relleno y paraclastos de hasta 60 cm de longitud (flecha). **g**, Canal acintado de Fm Quebrada del Cura (barra = 5 m). **h**, Arenas limosas intensamente bioturbadas de Fm Huachipampa.

dación y otras de desecación, con accidentales lluvias de ceniza. A esta planicie llegaban sistemas de transporte terminales (con ausencia de canales), que generaron los depósitos más limosos que sugieren algo de energía tractiva. Este ambiente no fue el típico barreal, que no es propicio para la vida vegetal. Se interpreta un ambiente similar a las planicies fangosas que se anegan frecuentemente tipificado por las Lagunas del Rosario que se forman cerca del límite San Juan-Mendoza. Allí, las inundaciones favorecen la vegetación estacional responsable de la bioturbación observada. Las lluvias de ceniza habrían causado la desertificación temporal, permitiendo la mejor preservación de las estructuras primarias. Los depósitos carbonáticos sugieren la existencia de vertientes salinas en las cercanías, tales como las que se encuentran en La Laja. Ello sugiere que poco más hacia el sur, podría haber existido un área positiva (Sa. de Villicum), en donde se producía la recarga de aguas carbonatadas debido a su tránsito por las calizas. Se descarta una interpretación lacustre para estas calizas (Cuerda *et al.* 1979) debido a la escasez de material micrítico involucrado en el depósito proximal (Villicum).

Miembro Superior (72 m): Este miembro consiste en areniscas finas a medias, de 2 a 3 m de espesor, lateralmente persistentes, de base levemente erosiva, intercaladas con pelitas marrón rojizas. Algunos cuerpos arenosos presentan gránulos de vulcanitas de hasta 1 cm, aunque en general la base es rica en paraclastos. Internamente presentan numerosas superficies erosivas menores, domina la laminación plana, entrecruzamientos de bajo ángulo, y son raros los microentrecruzamientos y el entrecruzamiento planar. Las pelitas son masivas a bioturbadas y se encuentran numerosos bancos de areniscas de 10 a 50 cm de espesor con laminación paralela interna.

Interpretación: A diferencia del miembro anterior que no presenta canales, la aparición de una incipiente topografía canal/planicie, sugiere una red de avenamiento de escaso relieve. Esto sugiere un sistema depositacional inmediatamente adyacente y proximal respecto al ambiente del Mb. medio, apuntando a algún tipo de abanico aluvial terminal. La diferencia con el modelo de abanico terminal típico (Parkash *et al.* 1983) es la mayor cantidad de estructuras de alto régimen aquí registradas, sugiriendo un sistema con descargas más energéticas y episódicas, como lo que ocurre en climas áridos: crecientes detonadas por intensas tormentas frontales. La profusión de paraclastos en los depósitos, es muy común en sistemas efímeros (Picard & High 1973, Tunbridge 1981, Lawrence y Williams 1987) y se debe a la erosión de arcillas agrietadas formadas por crecientes previas en el área de canal, ya que se observan paraclastos hasta cerca del tope de estos canales. El bajo relieve y la persistencia lateral sugiere canales explayados que apuntan a un sistema depositacional similar al que se encuentra a lo largo de la ruta 40, cercano al límite Mendoza-San Juan (zona de badenes largos). Las crecientes mayores, al

desbordar el canal habrían generado las capas arenosas en la planicie intercanal, similar a los depósitos de crevasse-splay.

Formación Quebrada del Jarillal

Miembro inferior (138 m): Sobreyace gradacionalmente a Fm Río Salado, y se le reconoce por la aparición de cuerpos de arena media a gruesa con niveles guijarrosos a conglomerádicos, de 3 a 4 m de espesor. También se observa una fuerte reducción de las pelitas, que se tornan más rojas y masivas. También presentan rizolitos semiconcresionales (cf. Loope 1985), abundante yeso en ciertos intervalos y concreciones pequeñas e irregulares de carbonatos siendo las únicas de esta composición encontradas de toda la secuencia neógena. Las areniscas forman cuerpos tabulares a veces amalgamados, con numerosas superficies erosivas internas (4to. orden, Miall 1992), que se entrelazan (no paralelas), acompañadas de guijarros muy bien redondeados de hasta 7 cm. Hay entrecruzamientos de mayor relieve en artesa y planares, con láminas de minerales pesados. Hacia el tope del miembro comienzan a verse más grietas de desecación (algunas de hasta 10 cm de ancho), y niveles finos con ondulitas de corriente y oscilación.

Interpretación: Este miembro es muy diferente a los anteriores. La geometría de los canales, tamaño de grano, selección del mismo, y estructuras internas, sugieren que estos cuerpos fueron depositados por ríos entrelazados (cf. Miall 1977, 1987), aunque no se puede precisar si fueron permanentes, o temporarios con un alto grado de retrabajo. Recién en el techo del miembro hay indicaciones de corrientes efímeras. Las pelitas dan información adicional que indica planicies de inundación estables (sugiriendo alto retrabajo en los canales), que permitieron la fuerte bioturbación y formación de suelos inmaduros, que para un clima árido sugieren un avanzado proceso pedogenético (Kraus y Bown 1986, Willis y Behrensmeier 1994). La alteración de componentes ferromagnesianos en férricos, tipo hematita, brindaría la pigmentación particularmente roja a las pelitas de este miembro. El conjunto de la información sugiere que este miembro se depositó en una planicie aluvial madura, con canales anchos, estables, entrelazados, y corrientes probablemente temporarias. El alto retrabajo denotado por concentraciones de pesados, y de lags de guijarros muy redondeados, coincide con la elaboración de suelos maduros en comparación con el resto de la secuencia.

Miembro medio (125 m): Sucede en transición al inferior, y se caracteriza por ser de grano mucho más fino, casi enteramente compuesto por 1/3 de limolitas y 2/3 de areniscas finas con estratificación fina. Se observa escasa laminación original debido al crecimiento diagenético de yeso como nódulos o venas. Hay estratos tabulares a levemente lenticulares de arena fina a media, de 10 a 30 cm de espesor que dominan la secuencia, y pue-

den mostrar arreglo interno gradado, laminación paralela, y tope neto con ondulitas, separados por pelitas masivas con grietas de desecación. Se destacan tres cuerpos laminares de arena media a gruesa, de 0,8 a 1,5 m de espesor, de color claro, útiles como estratos guías locales. Presentan una aparente laminación plana (el yeso alteró las estructuras originales), y son homogéneos salvo una rápida gradación decreciente en el tope.

Interpretación: La ausencia de los tradicionales cuerpos de canal en este intervalo hace pensar en una posición terminal dentro del sistema depositacional. La gran cantidad de estratos finos arenosos intercalados con las pelitas indican un dominio de eventos de inundación y la cantidad de yeso y de grietas de desecación sugieren el lento drenaje del agua, principalmente por evaporación. La existencia de microcanales sugiere también escasa pendiente, que no señala un sistema de lagunas temporarias sino una planicie aluvial terminal. Un sistema moderno comparable podría ser el sistema del Bermejo antes de unirse al Desaguadero, en el que se forman lagunas y planicies fangosas temporarias cuya escasa pendiente hace que la planicie se seque por evaporación, aunque el sistema de transporte troncal aún continúa corriente abajo. Como resultado los limos actuales de este sistema son ricos en yeso diseminado (obs. pers.).

Miembro superior (376 m): Transicionalmente sobre el anterior, presenta buena separación entre arenas de canal y pelitas de planicie de inundación. Las areniscas componen cuerpos laminares o acintados y escasos tabulares (cf. Friend 1983), de 1 a 2 m de espesor, de arena fina a media, con muchos paraclastos (llegan a alcanzar 60 cm, Fig. 4g), y suelen estar amalgamados en espesas secuencias. Forman el 60% de este miembro y son multiepisódicos. Cada episodio presenta una base rica en paraclastos, un sector inferior y medio masivo y el superior muestra laminación plana con truncamientos de bajo ángulo. Hay canales, compuestos por uno o hasta 4 de estos episodios, a veces separados por delgadas particiones pelíticas, con ocasionales grietas de desecación. Los intervalos pelíticos son muy arenosos, observándose la misma distribución del miembro medio: 1/3 de limo fino laminado a masivo y 2/3 de arenas en estratos finos laminares a lenticulares, ambas litologías con grietas de desecación y bioturbación moderada.

Interpretación: Este miembro comienza a mostrar las características típicas de un sistema fluvial efímero arenoso: una buena separación canal-intercanal, relleno multiepisódico de canal (episodios de creciente), con particiones pelíticas internas, abundantes paraclastos y una planicie de inundación «heterolítica» (Lawrence and Williams 1987). Cada episodio de creciente indica un alto nivel mantenido de energía, que depositó la mayor parte de la arena. La ausencia de estructuras puede deberse a una depositación rápida a partir de corrientes altamente concentradas. En las etapas póstumas, con corrientes más diluidas se preservaron algunas estructuras primarias tractivas como la laminación plana. La au-

sencia de entrecruzamientos sugiere corrientes rápidas de poca profundidad, típicas de ambientes áridos (Tunbridge 1981). Al final de cada creciente se depositó la carga en suspensión: limos arcillosos craquelados por desecación, que constituyen los separadores ocasionales de los episodios (McKee *et al.* 1967). La ausencia de superficies de acreción lateral frecuentemente citadas en fluviales efímeros (Stear 1983, Tunbridge 1984, Sheperd 1987, Beer y Jordan 1989) sugiere canales poco sinuosos, entrelazados o rectos. La planicie de inundación también indica un ambiente efímero: la planicie heterolítica indica dominio de crecientes (Sneh 1983, Lawrence y Williams 1987) las que, a diferencia de los sistemas fluviales tradicionales, fluyen cuasi paralelas a los canales y no alejándose perpendicular u oblicuamente de los canales activos. Esto se debe a que durante las crecientes mayores, gran parte del área intercanal se convierte en conductor de la misma. Por ello, el espesor de las capas en la planicie de inundación heterolítica no tienen relación con la distancia al canal sino con la intensidad del transporte laminar a lo largo del plano aluvial.

Formación Huachipampa (407 m)

El límite de esta formación con la inferior es problemático, estableciéndolo en la primera arenisca tobácea, que caracteriza a Fm. Huachipampa. Esta unidad es predominantemente pelítica, pero sus primeros 70 m son arenosos, como la infrayacente Fm. Qa. del Jarillal. Se observan tres grupos principales de facies. El primero compone el 5% de la formación y es de areniscas tobáceas claras, formando cuerpos laminares de 1,5 a 3 m de espesor, continuos lateralmente, espaciados entre 30 a 60 m estratigráficos. Cada cuerpo presenta una base erosiva con guijarros de procedencia precordillerana, mientras que la mayor parte del cuerpo está dado por arena tobácea media a gruesa, con laminación plana, lineación por partición, y entrecruzamientos de bajo ángulo. Se observaron pocos clastos sobredimensionados de dacitas angulosas. El segundo grupo de facies está dado por cuerpos de arena pardo marrones, formando canales compuestos por una parte inferior acintada (Friend 1983, Bridge 1993) de 2 a 3 m de profundidad y 10 a 15 m de ancho, y una parte superior más explayada, que llegan a persistir por más de 2 km, usualmente descripta como «alas» (cf. Stear 1983, Fernández *et al.* 1993). Estas alas no se digitan en la planicie de inundación, sino que presentan una base levemente erosiva en sus primeros tramos que se conecta con la del canal incidido. El relleno de estos canales es de arena fina a limosa y no es tobácea y su parte basal (centro del sector incidido) presenta algunos paraclastos y fragmentos óseos. La bioturbación presente ha borrado la mayoría de las estructuras primarias (Fig. 4f), aunque es posible observar gran cantidad de laminación plana, ondulitas, y escasos entrecruzamientos de bajo ángulo. La morfología de los

cortes de los canales sugiere orientaciones muy variables, con una tendencia hacia el norte y sudeste. El tercer grupo de facies está formado por las pelitas que componen casi el 80% de Huachipampa. Se presentan en estratos limo arcillosos con niveles más limo-arenosos muy bioturbados continuos por varios km, y escasas tobas delgadas impuras, bioturbadas. No se observan facies heterolíticas y la bioturbación es muy alta, llegando a generar estratos completamente homogéneos con clastos flotantes, pero aun con la presencia de sutiles tubos evidenciando la acción orgánica.

Interpretación: Esta unidad difiere de la anterior en varios aspectos: a) la existencia de una importante actividad eruptiva registrada por el primer grupo de facies, b) la anormalmente alta cantidad de pelitas y c) el diferente estilo de los depósitos de canal. Las areniscas tobáceas que indican retrabajo de material piroclástico por ríos entrelazados someros y explayados podría tener dos explicaciones diferentes. La primera es la existencia de corrientes generadas directamente en centros eruptivos, similares a los surges de erupciones freatomagmáticas, explicando la presencia de clastos dacíticos sobredimensionados y muy angulosos (cf. Smith 1987). La segunda alternativa es la acción de crecientes que erosionaron material piroclástico depositado aguas arriba de la cuenca, explicándose el incremento del transporte detrítico por la destrucción de la cubierta vegetal y fácil erodabilidad del material suelto producido por lluvias de cenizas. Hay numerosas evidencias de actividad volcánica en Precordillera Central y Occidental para esta época (Ullum: Bercowski y Figueroa 1987, Hualilán, Co. Blanco de Iglesias: Leveratto 1970), y citas de surges piroclásticos (Bercowski y Figueroa 1987, Bercowski 1993). En este caso, el centro eruptivo más lógico podría haber estado asociado a los cuerpos de Hualilán, solo ubicado 50 km al oeste.

El segundo grupo de facies representa los canales «normales» de este sistema, debido a que estos canales de transporte eminentemente suspensivo se hallan más en equilibrio con la planicie de inundación tan desarrollada. La morfología de los canales con alas tipifica un funcionamiento dual: transporte de corrientes suspensivas, probablemente permanentes debido a la ausencia de episodios y particiones pelíticas, durante épocas normales, pero dimensionado para transportar un caudal muy superior durante épocas de creciente (e.g. Stear 1983). La existencia de ríos permanentes en clima árido es compatible con planicies deprimidas. Los ríos podrían ser alimentados freáticamente (hay numerosos ejemplos en el Valle del Tulum, y de Jáchal) y durante crecientes estacionales el agua en exceso habría sido conducida por el sector del canal explayado (alas). La freática alta habría favorecido la densa vegetación responsable de la fuerte bioturbación observada, tal como se registra en sistemas actuales comparables (obs. pers.). La disponibilidad de agua habría favorecido también la presencia de numerosos paleovertebrados, descritos por Pascual y Bondesio (1963).

Formación Quebrada del Cura (643 m)

Parte principal (inferior: 138 m, superior: 445m): Dividida por un sector medio de 60 m, pelítico y rico en yeso, esta unidad es más arenosa que la Fm. Huachipampa, y los cuerpos de arena son muy diferentes: la arena es más gruesa, no es tobácea, y muestra gran cantidad de minerales pesados. Si bien yace mediante una transición de unos 80 m sobre Huachipampa, su base se estableció en el primer cuerpo de arena gruesa lítica. Esta formación es parecida al Mb. superior de Qa. del Jarillal, aunque se registran más cuerpos acintados. Las clasificaciones geométricas no coinciden con el tipo de relleno (e.g. Schumm 1977, Friend 1983, Bridge 1993), por lo que se han diferenciado dos tipos de cuerpos de arena. El primer tipo de canal es acintado, tabular y rara vez laminar (cf. Miall 1985), y su relleno es de arenas finas, mal seleccionadas, en arreglo multiepisódico. Componen el 25% de la formación y están distribuidos regularmente. El máximo relieve erosivo medido alcanza los 5,3 m (Fig. 4e), siendo 3 m el promedio, y la orientación es variable en unos 120°, en general hacia el cuadrante este. Los episodios son similares a los descritos para Fm Qa. del Jarillal superior, salvo por la mayor preservación de laminación plana alternante con trenes de ondulitas. El segundo tipo de cuerpos (8%) está compuesto por arena media a gruesa, más clara y mejor seleccionada, lítica volcánica, con frecuentes superficies erosivas internas acompañadas por guijarros de hasta 6 cm. Son cuerpos continuos lateralmente al menos por 200 m, y de 3 a 4 m de espesor, a veces amalgamados en secuencias de 12 a 15 m. Parecen ser multiepisódicos pero no hay pelitas preservadas. La laminación planar es rica en pesados, y predominan los entrecruzamientos de bajo ángulo. Ambos tipos de canal están inmersos en depósitos de tipo heterolíticos como los descritos para Fm. Jarillal superior.

Parte media (60 m): Está compuesto por pelitas homogéneas con algunos sectores más arenosos y con gran cantidad de yeso (un 15 % del total) diseminado en concreciones de 0,5 cm, y llama la atención la ausencia de cuerpos de canal.

Interpretación: Esta formación se depositó en un sistema compuesto. Los canales incididos con relleno fino, están emparentados con los de Huachipampa, y son el componente natural del sistema. Su relleno episódico, y menor bioturbación, habla de corrientes efímeras y no de alimentación freática. La geometría acintada y la gran variedad de orientaciones sugiere una red de drenaje anastomosada, una morfología observada en sistemas fluviales efímeros de baja pendiente (Rust 1981, Rust y Legun 1983). El segundo tipo de canal no parece ser autóctono, sino un componente accidental del sistema. El alto índice de retrabajo, riqueza en minerales ferromagnesianos y clastos de vulcanitas ácidas sugieren que pudo tratarse de un río permanente alimentado desde arcos volcánicos (Cordillera). Estos ríos podrían ser el

producto de la modificación temporal de la red fluvial efímeras anastomosada, en entrelazada (descrito para Australia por Rust y Legun 1983), lo que no es probable dado el cambio textural y composicional asociado. Interpretamos como más posible que un río tal como el San Juan o Jáchal haya incursionado hasta esta localidad ocasionalmente. En esta época, la cuenca de Bermejo estaba conectada con la del Tulum (Fig. 9), permitiendo esta posibilidad. La gran variación de la posición de los ríos que emergen del frente de montaña andino es ejemplificada por el mismo Río San Juan que hace 1.5 Ma llegaba a Mogna y ahora deja sus aguas casi 200 km al sur. El intervalo pelítico medio representa un área de la planicie que quedó desconectada al influjo detrítico de los sistemas fluviales. Un ambiente comparable a este intervalo lo conforman las planicies ubicadas al sudoeste del desierto de Encon, desconectadas del aporte detrítico proveniente de la Sierra de Pie de Palo y del que puede brindar el Río San Juan. En estas planicies de fango se concentran las sales de evaporación debido a ascenso capilar. En síntesis, esta formación se depositó en un sistema depositacional similar al de Fm Huachipampa pero algo más proximal al frente de montaña permitiendo un mejor drenaje de la planicie, sin el componente accidental piroclástico y con ríos alóctonos perennes.

Formación Río Jáchal (1108 m)

Miembro inferior (205 m): Su límite basal parece neto pero no existe una variación notable en la cantidad de areniscas respecto a la Fm Qa. del Cura. La característica más distintiva es la coloración más verdosa de limos y areniscas finas, la menor cementación y el menor contenido de yeso. Los niveles verdes pueden portar bancos delgados con pelecípodos (Kelly 1962), pero no se han preservado restos de carbono orgánico. Hay más bioturbación que en Qa. del Cura, sin alcanzar la intensidad observada en Huachipampa y las grietas de desecación son raras. Las arenas de canal componen el 19% del miembro, son laminares a tabulares (ninguna acintada) y multiepisódicas (episodios de 0,3 a 0,7 m, figura 4c). La planicie de inundación es heterolítica y rica en arena (50%) formando estratos laminares de 10 a 30 cm alternantes con limos verdes.

Interpretación: Este miembro sugiere la existencia de lagunas menores de agua dulce semipermanentes, indicando un buen drenaje o bajo índice de evaporación relativo a un sistema árido. Hay indicación de buen drenaje en los ríos efímeros (areans multiepisódicas) y la planicie de inundación heterolítica (ver Fm. Jarillal). El ambiente debió ser similar a las lagunas de Guanacache, en donde la existencia de aporte fluviales alóctonos permite anegar grandes áreas que son lentamente drenadas. Al no permanecer el agua hasta evaporarse, no se generan sales evaporíticas, ocasionando la menor cementación de yeso observada.

Miembro medio (418 m): Muestra una mejor cementación y mayor contenido de yeso respecto al miembro anterior. Casi desaparecen los limos verdes, aumenta la arenosidad de la planicie de inundación (heterolítica) y hay gran cantidad de grietas de desecación. Se observaron estructuras de deformación como plegamiento internos de mediana escala y diques clásticos asociadas a licuefacción local (Fig. 4d). Los canales presentes (10%) son laminares, muestran particiones arcillosas internas con grietas de desecación, estructuras de escape de agua, y básicamente laminación plana con truncamientos de bajo ángulo como la principal estructura primaria de transporte. La mayor parte de la arena (64% en total) está en la planicie de inundación heterolítica, que en partes podría confundirse con una secuencia turbidítica. Los estratos arenosos allí presentan de 5 a 50 cm de espesor, y en su base pueden mostrar calcos de flujo, de herramientas, de carga, de grietas de desecación, de huellas de vertebrados y bioturbación de vermes. El sector basal puede presentar una suave gradación, a veces con paraclastos; el cuerpo principal es de arena masiva y cerca del techo puede haber laminación plana pasando a ondulitas, finalizando en un tope neto, cubierto por arcillas agrietadas.

Interpretación: La principal forma de transporte en este intervalo ha sido por crecientes no confinadas, en un plano aluvial predominantemente arenoso, que generaron las secuencias heterolíticas. El agua residual de estas crecientes se habría evaporado, causando la mayor cantidad de grietas de desecación y el aumento del yeso. La ausencia de limos verdes sugiere la desaparición de las lagunas. Otra indicación de una freática baja es la intrusión de material licuefactado en las capas superiores, no saturadas en agua (probablemente por efecto de sismos). La red de avenamiento de canales poco profundos, transportaba la mayor carga de lecho del sistema, pero no es la responsable de las capas de creciente (que no son comparables a los *crevasse splays*) dado que presentan similar grano a los canales y a que no existe relación lateral o vertical entre estas capas y los canales. El flujo en la planicie fue probablemente paralelo a los canales, en forma mantiforme, y provocado por la transformación directa de flujos no confinados de alta carga de lecho, como los de bajadas gravosas. Estos flujos fueron de tipo suspensivos y altamente agradantes, permitiendo el relleno de marcas preexistentes pero sin alterarlas, produciendo así depósitos similares a turbiditas (cf. Collinson 1986).

Miembro superior (485 m): Es muy similar al miembro inferior, con moderada bioturbación, baja cementación, pocas grietas de desecación, pero presenta menos limos verdes y depósitos más gruesos en la base de los canales. Los canales son multiepisódicos, se incrementan a un 20% y en su base muestran gránulos y cementación calcárea en parches (sugiriendo la disolución local de granos de calizas). La planicie heterolítica es menos arenosa (total de arena: 50%) y presenta capas aisladas

y mantiformes de arena laminada y canales de 1 m de profundidad por no más de 30 m de ancho, y son frecuentes los restos óseos.

Interpretación: El ambiente fue bastante similar al del miembro inferior pero sin las lagunas mencionadas anteriormente, y en una posición más proximal en dicho sistema depositacional. El sistema habría presentado una pendiente moderada permitiendo continuar el tránsito de las crecientes a sectores más distales en donde depositaban la cola en suspensión (ver Mb. medio), explicando así la menor cantidad de grietas de desecación. La profusión de pequeños canales indica redes de drenaje secundarias probablemente dirigidas hacia los canales mayores, sugiriendo importantes variaciones topográficas entre canales e interfluvios. Estas características sugieren un sistema de transporte del grueso de las crecientes en forma laminar, reorganizadas en los intervalos póstumos, en drenes principales.

Formación Mogna (680 m)

Se pueden distinguir tres intervalos principales en base a la cantidad de gravas (basal: 33%, medio: 17%, y superior: 80%), pero los cuatro grupos de facies definidos son los mismos, variando su distribución relativa. Su base sobre la Fm. Río Jáchal es neta, pero no es una discontinuidad ya que el conglomerado de base se afina hasta desaparecer de forma que parte de la Fm Mogna engrana lateralmente con la Fm. Río Jáchal. La base es notablemente diacrónica, y el seguimiento lateral de los conglomerados indican que la base de Fm Mogna es 0,5 Ma más joven en el perfil del Río Jáchal respecto al del Río Colorado (Fig. 2).

El primer grupo de facies lo constituyen los típicos conglomerados de Mogna (Fig. 4b): base y techo planos, internamente masivos a crudamente estratificados, buena imbricación, pocas artesas menores y lentes de arena, y compuestos por gran proporción de clastos de vulcanitas, muy redondeados y seleccionados (clastos máximos entre 10 y 27 cm), que le dan el color morado. El espesor de los cuerpos varía entre 2 y 12 m, y se extienden entre 1,5 hasta más de 10 km lateralmente. La fábrica es mixta: *a* transversal (*b* imbricado) y *a* paralelo (*a* imbricado). El segundo grupo de facies son gravas mal seleccionadas, con gran cantidad de matriz arenosa, marcada laminación plana, clastos sobredimensionados (alcanzando 25 a 30 cm), formas arracimadas (Reid & Frostick 1987) y la fábrica es bimodal. Se presenta en estratos discretos de 30 a 40 cm, amalgamados o a veces separados por lentes de barro, formando intervalos de 2 a 3 m de espesor. Los clastos son de origen sedimentario.

El tercer grupo de facies está dado por canales arenosos multiepisódicos de 3 m hasta 6 m de espesor, similares a los de Fm. Río Jáchal superior. No se observan particiones limosas y los cuerpos son laminares. Cada episodio puede tener entre 0,7 y 1,5 m de espesor, y suelen tener una base rica en paraclastos o rodados volcánicos,

con entrecruzamientos de bajo ángulo y su parte principal es arena fina a media con laminación plana o con algunos cortes y relleno. El cuarto grupo está compuesto por las litologías de planicie de inundación, que no es heterolítica, sino que presenta intervalos de 1 a 2 m de limos arenosos masivos, a veces con clastos dispersos, restos de laminación plana y evidencias de tubos. También se relevaron sets solitarios o agrupados de arena, con inclinación alta y orientación variable, y capas de arena laminares, con gradación inversa y granos gruesos en su techo.

Interpretación: Esta formación marca un gran cambio respecto a la anterior, debido a la brusca aparición de los conglomerados del primer grupo de facies. La comparación entre sus facies y las producidas por el Río San Juan (Milana 1994, 1997), permite asegurar que se depositaron en una faja de canales entrelazados de un río permanente. El calibre y composición de los depósitos permite interpretar que el río en cuestión, fue el antiguo Río San Juan (Milana 1997). La composición también coincide con la del Río Jáchal, pero éste tiene menor capacidad tractiva y su presencia fue detectada en el área de Huaco por Jordan *et al.* (1993), en épocas similares. El sistema depositacional presentaba planicies de inundación alimentadas freáticamente, favoreciendo la espesa vegetación y un producto sedimentario muy bioturbado. Los canales multiepisódicos representan lóbulos de crevasse formados a partir de la faja de canales activos o bien la invasión de sistemas fluviales efímeros adyacentes al área de influencia fluvial. La segunda asociación de gravas de procedencia precordillerana, es interpretada como de ambiente de bajada, en donde cada capa discreta fue depositada por un evento de creciente.

Formación El Corral (127 m)

Se ubica sobre Fm Mogna y engrana lateralmente con la misma al norte del Río Jáchal. Está compuesta enteramente por el segundo grupo de facies de la Fm Mogna. Presenta un corto intervalo arenoso basal, y el resto de la formación son gravas estratificadas, con clastos sobredimensionados que llegan a los 35 cm (Fig. 4a), con un neto predominio de clastos de calizas y areniscas verdes.

Interpretación: Estos conglomerados fueron generados por crecientes no canalizadas que predominan sobre cualquier otro proceso, señalando un ambiente de bajada. La fábrica mixta observada en estas facies indica corrientes fluidas pero hiperconcentradas, causando que una fracción clástica adopte una forma cuasi-suspensiva debido a la alta concentración, sin implicar un flujo denso. El depósito resultante es mal seleccionado, con clastos sobredimensionados y matriz casi ausente, la que fue «limpiada» por las corrientes residuales, aun con gran energía debido a la fuerte pendiente depositacional de una bajada.

Resultados magnetoestratigráficos

Los 234 sitios analizados en la secuencia de Mogna permitieron establecer la historia de polaridad magnética mostrada en la figura 5 y Cuadro 2. En general no hubo dudas en determinar la magnetización remanente depositacional, que parece coincidir con la magnetización postdeposicional temprana dado que horizontes muy alterados por bioturbación como los de Huachipampa dieron resultados muy coherentes también. La demagnetización de Fm Río Salado (basal), y Fm Jarillal superior y unidades más jóvenes (Fig. 6), sugieren uno a tres portadores magnéticos, siendo magnetita y hematita los principales. El espaciamiento de muestreo permitió definir 35 de las 47 zonas de polaridad con dos o más sitios de muestreo sucesivos con idéntica polaridad, y todas las muestras cumplen con el test de inversión (Fig. 7). Los únicos problemas analíticos han surgido en el tope de Fm Río Salado y base de Fm Jarillal, en donde la magnetización es más compleja. En tal caso, se han determinado varios sitios de clase 1 de polaridad diferente a los sitios contiguos, pero no hay certeza de que representen una zona de polaridad por sí mismos. Es probable que el muestreo esté muy espaciado (10 m) para la baja velocidad de acumulación esperada en ambientes pelíticos distales (Fm. Río Salado) y se halle afectado por la pedogénesis de Fm. Qa. del Jarillal, que puede enmascarar fuertes discontinuidades estratigráficas. Debido a esto último, se estimó que un remuestreo no mejoraría los datos.

La correlación de los resultados con la escala de polaridad magnética (MPTS) se hizo con varios métodos. En el sector basal, la correlación estuvo limitada por la edad absoluta de una toba datada por trazas de fisión (Tabutt, *et al.* 1987). El sector medio-principal fue correlacionado en base a la morfología de las zonas de polaridad, teniendo en cuenta las edades-mamífero asignadas a los paleovertebrados presentes en la Fm Huachipampa y para Río Jáchal superior (Pascual y Bondesio, 1963, y muestreos propios). El sector cuspidal fue correlacionado por la notable similitud morfológica entre la escala local y el MPTS. Adicionalmente, la continuidad física entre los estratos de Mogna y los dados de Sierra de Huaco, brindó un tercer control para la correlación de polaridades.

Los resultados sugieren que la secuencia de Mogna se depositó entre los 19 y 1 Ma. La correlación es buena entre los 19 y 17 Ma, pero en la base de Fm. Qa. del Jarillal se presenta el problema con los paleosuelos, y existe un intervalo entre los 17 y 11,5 Ma en donde la correlación es incierta, faltando zonas de polaridad en nuestra secuencia. Luego de los 11,5 Ma, la correlación es casi perfecta, lo que permite obtener edades muy exactas para las unidades desde la mitad de Fm Qa. del Jarillal hasta el techo de la secuencia. Los 170 m cuspidales presentan una polaridad reversa muy coherente, por lo que la edad del tope no puede ser más joven que 1,07 Ma, momento en que comienza el próximo intervalo de

polaridad normal. Utilizando la velocidad de acumulación, que es estable para los últimos 4 millones de años, se estimó una edad de 1,2 Ma para el techo de la secuencia (Cuadro 3).

La correlación final provee numerosos niveles de dataciones absolutas, con menor error que cualquier método radimétrico. Para conocer la velocidad de acumulación original se descompactó la secuencia en intervalos, utilizando el método estándar de Sclater y Christie (1980), que descompacta la secuencia en función de valores de compactación típicos para cada litología y profundidad, dado que no se efectuó un estudio de detalle sobre los volúmenes intergranulares y la historia diagenética. La comparación entre la historia de acumulación aparente (compactada) y la descompactada se observa en la figura 8a. Mediante análisis de regresión polinomial se ha estudiado la variación de la velocidad de acumulación a lo largo de la historia de la cuenca, que se muestra en la figura 8b. Nótese que entre 17 y 11,5 Ma existen varias posibilidades. La más simple es uniendo los puntos con dataciones confiables. Sin embargo, las características sedimentológicas sugieren que la acumulación fue lenta en el primer tramo de ese segmento debido a los paleosuelos, mientras que no hay evidencias que indiquen un cambio de velocidad de acumulación en el Mb. superior de Fm. Qa. del Jarillal.

Discusión

Eventos Principales Acaecidos en Mogna: facies vs. acumulación

En este ítem se evalúan los principales eventos registrados en la secuencia de Mogna. Para ello se utilizarán los datos de facies, los de la historia de acumulación y la historia composicional ya descrita por Milana *et al.* (1990). Los principales eventos que afectan la historia de acumulación, son los cambios en la velocidad de acumulación, que demarcan 4 intervalos principales:

- 1) Velocidad intermedia-baja (19 a 17 Ma, ~0,08 mm/año): Fm. Río Salado
- 2) Velocidad muy baja (17 a 11,5, ~0,028 mm/año): Mb. inferior y medio de Fm Jarillal
- 3) Velocidad alta (11,5 a 6 Ma, ~0,48 mm/año): Mb. sup. de Fm. Qa. del Jarillal hasta la base del Mb. sup de Fm. Río Jachal
- 4) Velocidad intermedia-alta (6 a 1,2 Ma, ~0,22 mm/año): Mb. sup de Río Jáchal hasta el tope

Como eventos sedimentarios más notables encontramos:

- 1) 19 Ma: Apertura de la cuenca: se genera un playa lake que luego continúa con el primer intervalo progradacional de sistemas fluviales efímeros (Fm. Río Salado).
- 2) 17 a 12? Ma: Epoca de formación de suelos, con ríos con alto nivel de retrabajo y muy escasa acumulación.

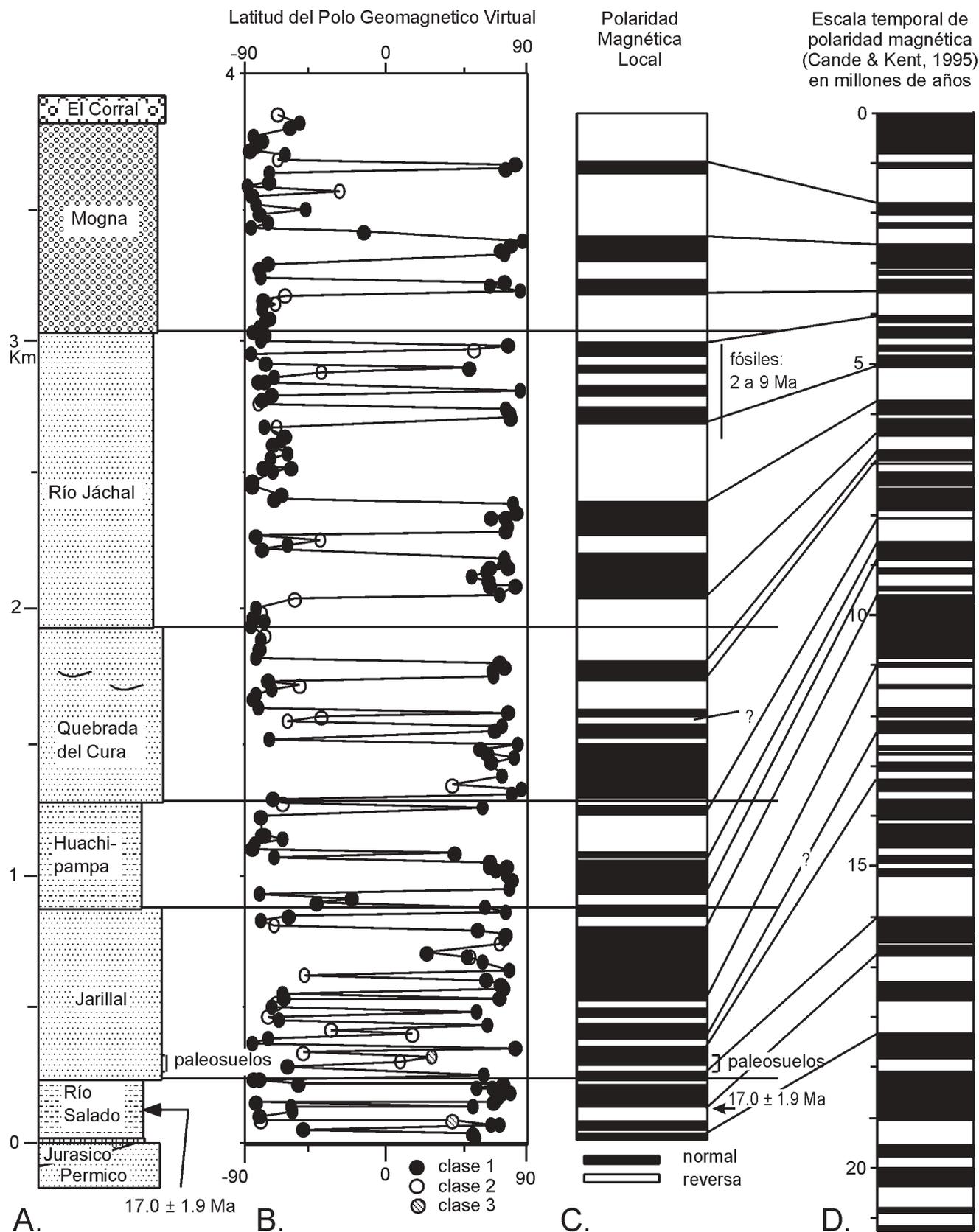


Figura 5: Evolución del polo magnético virtual en Mogna. Se muestra la sección esquemática de Mogna (A), con la paleo polaridad obtenida para cada sitio de muestreo discriminados según su clase (B). Luego se muestra la historia de polaridad magnética reconstruida para Mogna (C) y su correlación con la escala de polaridad magnética mundial de Cande y Kent, 1995 (D).

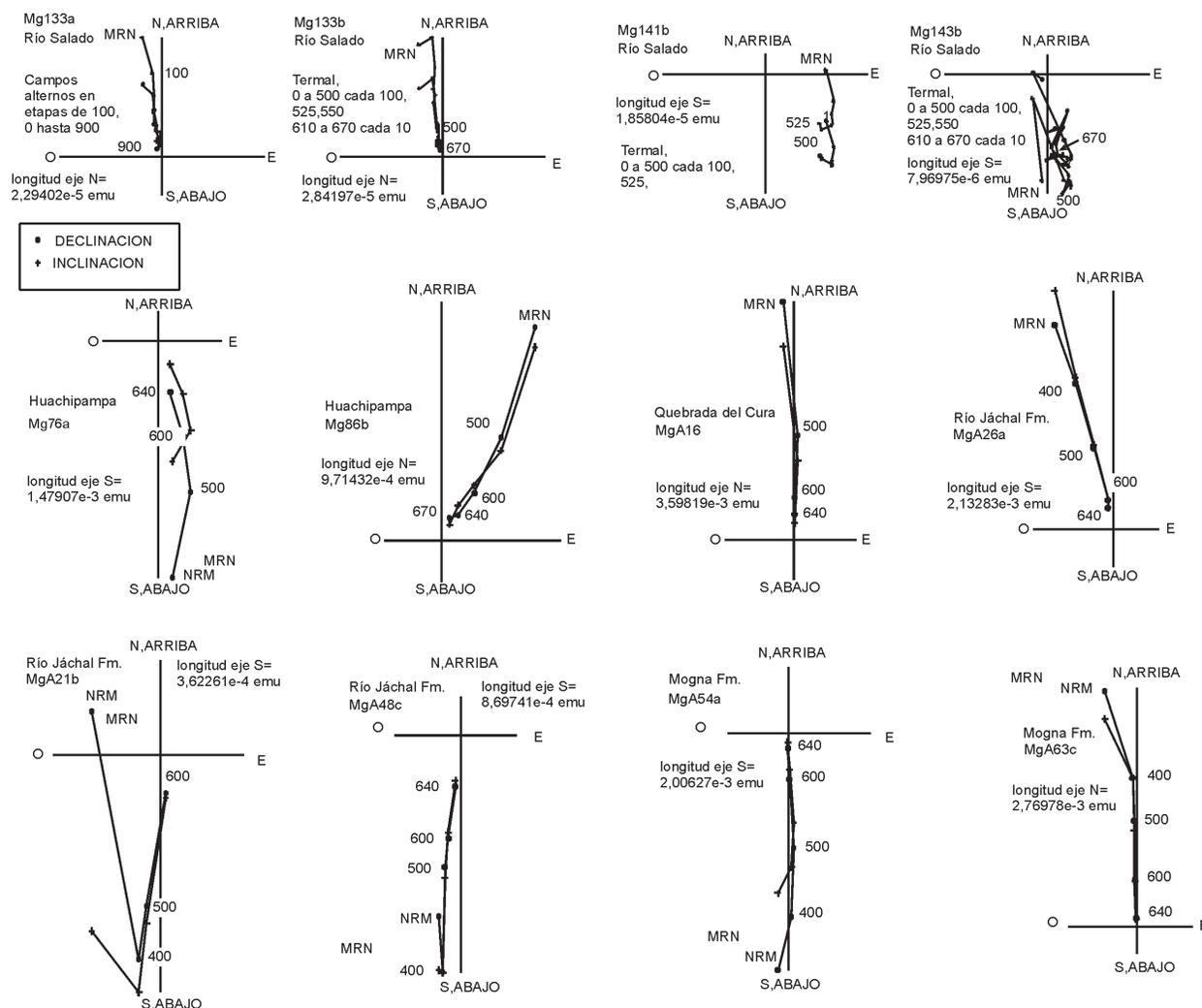


Figura 6: Diagramas que muestran la evolución de la magnetización remanente natural (MRN) a medida que se avanza en el proceso de demagnetización. Nótese que se incluyen muestras demagnetizadas por campos alternos y termalmente.

3) 12? a 8,8 Ma: Segundo intervalo progradacional del sistema fluvial efímero (Mb. medio y sup. de Fm. Qa. del Jarillal)

4) 8.8 a 1,2 Ma: Tercer intervalo progradacional (principal). Entre 9 a 4 Ma son sistemas de bajo gradiente, y entre 4 a 1 Ma son sistemas de alto gradiente.

5) 6,9 Ma: evento lacustre en la base de Río Jáchal

6) 4 Ma: Aparecen los conglomerados fluviales de Fm. Mogna

7) 1,6 Ma: Los conglomerados de bajada (Fm. El Corral) reemplazan los conglomerados fluviales de Fm. Mogna

La edad asignada de 12 Ma para el inicio del 2do. intervalo se basa en la extrapolación de los datos magnetocronológicos que pierden su calidad a los 11,5 Ma. Se optó por el modelo de acumulación que sugiere una edad de 12 Ma para la base del Mb. medio de Fm. Qa. del Jarillal debido a que la alternativa es unir las últimas dataciones confiables mediante una línea recta generando un fuerte cambio en la velocidad de acumulación

en la mitad del Mb. superior de Fm. Qa. del Jarillal, en donde no hay ningún cambio facial que justifique el mismo.

Al efectuar un análisis conjunto de los eventos en la historia de acumulación y la paleoambiental, vemos que algunos se correlacionan y otros no. Dado que esta cuenca es de antepaís, los aumentos de la velocidad de acumulación indicarían los tiempos de mayor engrosamiento y/o traslado de la cuña tectónica (Jordan 1995). En Mogna, los aumentos de la velocidad de acumulación desencadenan intervalos de progradación sedimentaria, iniciados con sedimentación de centro de cuenca (sistemas de lagunas efímeras: Río Salado medio), o de muy bajo gradiente (sistemas fluviales efímeros terminales Río Salado superior, Jarillal medio o Huachipampa), seguidos por sistemas de mediana pendiente (sistemas fluviales efímeros arenosos de Jarillal superior, Q. del Cura y Río Jáchal) y eventualmente terminando en sistemas efímeros de alta pendiente (bajadas). Este último estado solo se alcanza al final de la evolución de la cuenca.

Cuadro 2: Resumen de los resultados paleomagnéticos de cada sitio de muestreo en Mogna.

SITIO	Metros de la base	Intervalo medio de temperatura	Declinación media	Inclinación media	Lat. polo mag. virtual	N	R	Clase	Polaridad
MG149	23.0	pca	28.1	-20.9	57.2	3	2.93	1	N
MG148	38.0	pca	37.1	-37.3	55.3	3	2.99	1	N
MG147	47.0	pca	139.5	35.4	-53.5	3	2.84	1	R
MG146	60.0	pca	19.5	-49.8	72.5	3	2.94	1	N
MG145	70.5	pca	23.4	-37.9	67.3	3	2.97	1	N
MG144	79.0	pca	20.3	18.4	42.8	3	1.36	3	?
MG143	93.0	pca	176.7	39.3	-80.9	2	1.98	2	R
MG142	105.0	pca	170.7	48.9	-81.5	3	2.67	1	R
MG141	115.0	pca	150.8	34.3	-60.6	3	2.78	1	R
MG140	129.0	pca	185.5	71.4	-61.4	3	2.88	1	R
MG139	142.0	pca	323.8	-35.0	55.9	3	2.95	1	N
MG138	152.0	pca	186.2	48.5	-83.4	3	2.86	1	R
MG137	161.0	pca	20.8	-36.1	68.6	3	2.98	1	N
MG136	172.0	pca	15.2	-32.8	71.1	3	2.99	1	N
MG135	183.0	pca	357.4	-30.3	75.3	3	2.99	1	N
MG134	192.0	pca	7.2	-39.3	79.4	3	2.93	1	N
MG133	204.0	pca	25.1	-47.8	68.4	3	2.99	1	N
MG132	215.0	pca	9.7	-34.0	75.3	3	2.94	1	N
MG131	222.0	pca	141.0	50.4	-56.3	3	2.94	1	R
MG130	233.0	pca	184.7	53.0	-85.3	3	2.85	1	R
MG125	204.5	600/640/640	339.0	-10.2	57.6	3	2.99	1	N
MG124	232.5	600	187.1	56.2	-81.7	3	2.97	1	R
MG123	262.3	600	20.1	-21.8	63.0	3	2.92	1	N
MG122	283.0	600	158.6	25.6	-63.8	3	2.91	1	R
MG121	302.2	640	281.8	5.0	8.8	3	1.58	2	N?
MG120	325.1	600/600/640	74.2	-55.6	29.4	3	0.89	3	N?
MG119	342.2	600/640/500	194.6	-7.0	-53.0	3	2.07	2	R
MG118	358.7	640	0.3	-41.7	83.0	3	2.94	1	N
MG117	378.6	500/640/640	182.2	46.1	-86.1	3	2.98	1	R
MG116	395.3	600	190.0	35.3	-75.5	3	2.98	1	R
MG115	410.9	640/600/640	269.2	-54.8	16.6	3	2.55	2	N
MG114	428.4	640	109.3	72.0	-35.7	2	0.97	2	R
MG113	440.7	640	29.6	-49.7	64.6	3	2.98	1	N
MG112	457.0	600/600/640	205.1	50.7	-68.5	3	2.74	1	R
MG111	473.0	600	195.5	56.3	-75.6	2	1.96	2	R
MG110	488.3	600	23.3	-15.0	58.1	3	2.75	1	N
MG109	505.4	600	199.1	53.1	-73.5	3	2.96	1	R
MG108	519.3	600/640/600	199.5	40.0	-70.8	3	2.31	2	R
MG107	534.3	640/640/600	193.4	19.8	-65.9	3	2.96	1	R
MG106	546.9	640	17.0	-40.1	72.9	3	2.91	1	N
MG105	562.6	600	175.7	14.2	-66.6	3	2.98	1	R
MG104	577.6	640	16.1	-49.2	76.1	3	2.89	1	N
MG103	592.4	640	19.0	-48.8	73.5	3	2.98	1	N
MG102	609.2	670	23.1	-29.5	64.1	3	2.97	1	N
MG101	624.8	640	204.0	2.3	-52.7	2	1.8	2	R
MG100	640.5	600/640/640	347.4	-50.2	79.1	3	2.83	1	N
MG99	659.8	640	1.5	-2.8	60.6	3	1.92	2	N
MG98	673.4	640/640/600	22.5	-23.2	62.0	3	2.87	1	N
MG97	688.7	640	38.7	-3.1	54.3	2	1.97	2	N
MG96	702.3	600/640/640	37.2	-26.1	51.8	3	2.62	1	N
MG95	720.3	710/600/600	288.2	-39.4	26.3	3	2.77	1	N
MG94	738.9	500	345.2	-35.5	72.6	2	1.55	2	N
MG93	755.8	600/640/600	12.6	-59.4	76.0	3	2.65	1	N
MG92	772.7	670/500/670	7.3	-35.2	76.8	3	2.94	1	N
MG91	791.1	640	31.3	-33.0	58.8	3	2.82	1	N
MG90	813.2	500	175.8	25.4	-72.1	3	2.11	2	R
MG89	827.8	600	179.5	38.3	-80.8	3	2.98	1	R
MG88	846.3	500	212.2	53.4	-62.6	3	2.88	1	R
MG87	863.3	670	348.7	-38.4	76.4	3	2.98	1	N
MG86	883.8	640/670/670	25.5	-32.7	63.4	3	2.92	1	N
MG85	903.8	500	225.6	26.7	-45.0	3	2.88	1	R
MG84	918.4	500	248.1	14.4	-22.5	3	2.85	1	R
MG83	935.0	670/640/640	187.2	42.7	-81.2	3	2.96	1	R
MG82	952.0	640/640/600	12.1	-48.2	79.3	3	2.98	1	N
MG81	975.2	600/670/640	351.6	-43.3	80.7	3	2.94	1	N
MG80	994.1	600/670/670	3.5	-34.4	77.7	3	2.75	1	N
MG79	1008.9	670/670/640	352.1	-23.7	70.5	3	2.87	1	N
MGB785	1026.9	600/640/500	357.1	-33.2	77.1	3	2.92	1	N
MG78	1026.9	670	23.7	-34.4	65.5	3	2.98	1	N

Cuadro 2: Continuación.

MGB775	1026,9	600/640/600	22,2	-33,9	66,4	3	2,75	1	N
MG77	1044,8	640/600/600	333,1	-59,4	66,3	3	2,9	1	N
MG76	1065,9	640/600/600	180,2	23,9	-71,7	3	2,94	1	R
MG75	1084,1	600	49,4	-34,3	43,9	3	2,86	1	N
MG74	1104,6	600	178,5	45,5	-86,0	3	2,89	1	R
MG73	1119,5	600/670/600	186,6	58,5	-84,2	3	2,89	1	R
MG72	1138,7	640/500/600	200,2	29,7	-66,4	3	2,77	1	R
MG71	1149,5	500/600/600	196,5	24,2	-78,4	3	2,96	1	R
MG70	1160,9	500/600/600	190,8	46,0	-79,9	3	2,94	1	R
MGA2	1220,3	600	169,6	48,3	-80,9	3	2,91	1	R
MGA3	1238,8	640/500/500	327,6	-45,3	61,5	3	2,9	1	N
MG4	1255,6	500/640	207,4	57,5	-66,3	2	1,92	2	R
MGA4	1272,5	600	197,7	42,1	-73,0	3	2,96	1	R
MG5	1291,5	600	9,8	-53,9	80,9	3	2,89	1	N
MGA5	1308,5	640	2,7	-47,1	86,6	3	2,92	1	N
MG6	1325,8	670/670/700	48,5	-26,6	42,5	3	2,48	2	N
MGA6	1343,4	670	345,9	-26,2	68,7	3	2,66	1	N
MG7	1363,4	640	5,2	-53,2	84,7	3	2,48	2	N
MG8	1416,5	600	343,3	-26,6	67,3	3	2,74	1	N
MGA8	1434,5	640	4,0	-41,4	82,1	3	2,96	1	N
MGB8	1454,2	640	335,9	-34,1	65,1	3	2,82	1	N
MG9	1471,3	640	33,6	-62,4	60,5	3	2,96	1	N
MGA9	1493,8	640	3,7	-45,1	84,7	3	2,95	1	N
MGB9	1516,0	600	191,7	36,7	-75,2	3	2,97	1	R
MG10	1537,3	670/640/640	341,4	-36,0	70,0	3	2,68	1	N
MGA10	1553,0	600/500/600	356,4	-29,0	74,3	3	2,99	1	N
MG11	1573,8	640/600/500	199,9	23,1	-63,7	2	1,94	2	R
MGA11	1593,3	600	128,0	33,4	-41,5	3	2,27	2	R
MG12	1616,8	600/640/640	5,7	-36,8	78,5	3	2,97	1	N
MGA12	1635,4	600	176,6	40,7	-81,9	3	2,99	1	R
MGB12	1654,4	640/600/600	185,3	51,7	-85,1	3	2,96	1	R
MG13	1671,4	600/600/600	178,3	42,7	-83,8	3	2,97	1	R
MGA13	1690,7	600	183,2	27,7	-73,6	3	2,98	1	R
MG14	1709,9	600/670	220,1	47,7	-55,5	2	1,97	2	R
MGA14	1724,9	600	184,5	32,1	-76,0	3	2,98	1	R
MG15	1739,8	640/600	10,1	-23,0	68,9	2	1,99	2	N
MGA15	1760,8	600/640/640	1,3	-17,8	68,3	3	2,91	1	N
MG16	1782,3	600	359,1	-30,4	75,5	3	2,98	1	N
MGA16	1800,8	640	7,3	-28,1	72,7	3	2,98	1	N
MG17	1817,9	600	173,1	47,2	-83,5	3	2,96	1	R
MGA17	1835,8	600	184,3	40,3	-81,2	3	2,99	1	R
MG18	1852,5	600	185,6	40,3	-81,2	3	2,99	1	R
MGA18	1876,4	600	198,7	53,9	-80,2	3	2,98	1	R
MG19	1898,7	600/670/600	181,4	34,4	-78,0	3	2,31	2	R
MG20	1925,8	600/500/500	183,3	48,6	-86,8	3	2,96	1	R
MGA20	1943,8	500	186,1	37,0	-78,4	3	2,98	1	R
MGB20	1961,7	500/400/500	178,0	44,3	-84,9	3	2,93	1	R
MG21	1980,2	600	178,8	38,0	-80,5	2	1,99	2	R
MGA21	2004,1	500/600/400	187,4	48,8	-83,5	3	2,94	1	R
MG22	2031,3	670	216,5	57,9	-59,1	3	1,5	2	R
MG23	2056,6	640	14,8	-36,8	73,1	3	2,9	1	N
MGA23	2076,9	600/600/500	8,1	-47,0	82,5	3	2,98	1	N
MG24	2087,3	500/600/600	23,8	-37,4	66,4	3	2,93	1	N
MGA24	2102,5	600	21,6	-31,7	66,1	3	2,99	1	N
MG25	2120,4	700/685	31,1	-20,1	54,6	3	2,93	1	N
MGA25	2131,9	640	20,6	-12,5	58,8	3	2,92	1	N
MGB25	2144,4	600/640/640	346,2	-48,1	77,9	3	2,96	1	N
MG26	2158,4	600	333,7	-59,2	66,8	3	2,88	1	N
MGA26	2176,4	640	352,9	-32,8	75,5	3	2,92	1	N
MG27	2194,1	600	349,3	-36,5	75,8	3	2,98	1	N
MGA27	2212,8	670/670/600	172,4	40,2	-79,6	3	2,92	1	R
MGB27	2235,8	400	201,4	25,7	-63,7	3	2,98	1	R
MG28	2248,9	600/670/670	308,8	13,8	28,1	3	1,79	2	N
MGA28	2266,8	600	175,5	44,5	-83,9	3	2,99	1	R
MG29	2283,6	600	9,7	-36,4	76,3	3	2,95	1	N
MGA29	2308,3	640/640/600	353,8	-37,0	78,4	3	2,99	1	N
MG30	2330,9	600/670/500	339,4	-39,9	76,5	3	2,68	1	N
MGA30	2346,0	600	21,1	-33,4	67,1	3	2,65	1	N
MG31	2361,0	600	0,4	-42,4	83,7	3	2,95	1	N
MGA31	2383,3	670/600/600	356,4	-40,1	81,3	3	2,94	1	N
MG32	2405,6	600	199,5	43,8	-72,0	3	2,92	1	R
MGA32	2429,9	600/500/500	204,0	42,0	-67,7	3	2,93	1	R

Cuadro 2: Continuación.

MG33	2451.8	600	177.7	54.1	-86.1	3	2.98	1	R
MGA33	2479.7	600/500/500	175.2	54.1	-86.1	3	2.98	1	R
MG34	2502.3	600/600/670	196.6	39.6	-72.9	3	2.98	1	R
MGA34	2518.5	500/500/600	213.6	52.4	-61.4	3	2.95	1	R
MG35	2532.7	600/500/670	189.2	40.6	-78.8	3	2.67	1	R
MGA35	2553.7	600	162.1	49.3	-74.6	3	2.92	1	R
MG36	2578.6	600	205.4	33.6	-63.8	3	2.99	1	R
MGA36	2604.9	600	165.7	34.4	-72.4	3	2.98	1	R
MGB36	2627.2	500	204.3	43.3	-67.7	3	2.98	1	R
MG37	2650.9	600/500/500	205.8	38.8	-65.2	3	2.96	1	R
MGA37	2670.1	600	182.0	35.3	-78.5	3	2.99	1	R
MG38	2685.6	600/600/500	176.3	7.5	-62.8	3	1.81	2	R
MGA38	2705.1	640/600/600	10.9	-46.7	80.1	3	2.97	1	N
MG39	2724.5	600	10.0	-41.8	78.9	3	2.97	1	N
MGA39	2742.1	600	354.5	-33.3	76.4	3	2.98	1	N
MG40	2762.7	600	184.8	54.4	-84.5	3	1.06	2	R
MG41	2783.4	600	188.8	41.7	-79.6	3	2.98	1	R
MGA41	2802.4	640/600/600	181.6	26.7	-73.2	3	2.95	1	R
MG42	2821.2	600	2.6	-46.5	86.2	3	2.9	1	N
MGA42	2839.2	600	169.9	40.5	-78.2	3	2.94	1	R
MG43	2855.2	600	170.5	49.2	-81.8	3	2.98	1	R
MGA43	2871.7	600/600/400	193.2	32.3	-72.1	3	2.99	1	R
MG44	2889.2	670/685/700	133.6	-10.5	-32.0	3	1.99	2	R
MGA44	2903.7	640	35.3	-25.4	53.3	3	2.97	1	N
MG45	2919.1	600	190.6	39.7	-77.4	3	2.98	1	R
MGA45	2943.5	500	183.5	48.7	-86.7	3	2.97	1	R
MG46	2962.4	600/670/640	280.4	-40.8	20.2	3	1.45	2	N
MGA46	2980.3	640/600/500	352.2	-59.6	78.5	3	2.99	1	N
MG47	2995.3	600/600/500	174.5	58.1	-80.8	3	2.57	1	R
MGA47	3013.1	600/640/600	187.0	35.6	-77.2	3	2.91	1	R
MG48	3030.1	600	183.5	46.4	-85.6	3	2.95	1	R
MGA48	3049.2	640	189.7	47.7	-81.3	3	2.98	1	R
MG49	3070.7	600	189.1	58.9	-78.3	3	2.97	1	R
MGA49	3092.7	640/640/600	187.9	32.7	-75.1	3	2.97	1	R
MG50	3114.7	600	172.3	40.0	-79.4	3	2.96	1	R
MGA50	3130.7	670/640/500	159.9	42.1	-71.1	3	2.54	2	R
MG51	3147.8	600	181.8	36.4	-79.3	3	2.91	1	R
MGA51	3167.0	670/670/710	161.0	25.0	-65.1	3	2.53	2	R
MGB51	3187.6	600/640/600	358.6	-45.1	85.7	3	2.97	1	N
MG52	3205.0	670/670/640	23.1	-64.4	66.3	3	2.92	1	N
MG53	3227.2	640	9.1	-34.8	75.9	3	2.98	1	N
MGA53	3243.8	640/600/640	175.0	40.1	-80.9	3	2.88	1	R
MG54	3265.0	600	172.2	55.4	-81.7	3	2.99	1	R
MGA54	3288.6	640/600/640	187.3	33.8	-76.0	3	2.98	1	R
MG55	3315.3	670/600/600	6.6	-62.8	75.6	3	2.95	1	N
MG56	3345.2	640	5.5	-29.1	73.9	3	2.84	1	N
MGA56	3363.6	600/600/640	7.5	-39.8	79.4	3	2.98	1	N
MG57	3378.0	640/670/500	2.1	-47.8	87.3	3	2.88	1	N
MGA57	3398.7	600/640/685	94.1	32.1	-12.2	3	2.66	1	I
MG58	3417.9	600	176.2	50.7	-86.7	3	2.97	1	R
MGA58	3437.8	640	181.7	31.5	-76.1	3	2.96	1	R
MG59	3453.8	600	177.0	38.6	-80.6	3	2.99	1	R
MGA59	3474.9	640/600/600	186.0	57.0	-81.5	3	2.96	1	R
MG60	3495.9	640/600/600	136.6	43.3	-51.5	3	2.71	1	R
MGA60	3510.2	600	186.3	46.1	-83.4	3	2.96	1	R
MGB60	3537.7	600/500/600	185.2	48.7	-85.7	3	2.99	1	R
MG61	3552.8	600	248.8	42.5	-29.6	2	1.95	2	I
MGA61	3571.8	685/640/640	179.5	51.2	-88.8	3	2.71	1	R
MG62	3598.6	600	191.6	36.0	-74.9	3	2.98	1	R
MGA62	3622.6	500/600/600	175.8	31.3	-75.1	3	2.98	1	R
MG63	3641.5	600	344.8	-48.8	76.9	3	2.94	1	N
MGA63	3667.2	640	353.4	-44.5	82.6	3	2.93	1	N
MG64	3678.2	670/600/670	182.0	55.3	-84.7	3	2.3	2	R
MGA64	3691.9	640/600/600	150.5	52.9	-64.9	3	1.71	2	R
MG65	3713.2	600	177.1	49.4	-87.4	3	2.99	1	R
MGA65	3727.3	500	177.5	42.3	-83.3	3	2.98	1	R
MG66	3746.2	500	178.5	35.8	-78.9	3	2.96	1	R
MGA66	3764.6	600/500/640	177.8	45.0	-85.3	3	2.9	1	R
MG67	3801.4	600/500/600	170.1	72.9	-61.5	3	2.97	1	R
MGA67	3817.0	600	140.7	46.1	-55.7	3	2.93	1	R
MG68	3840.6	700/710/670	157.1	37.1	-67.1	3	1.59	2	R

pca = principal components analysis

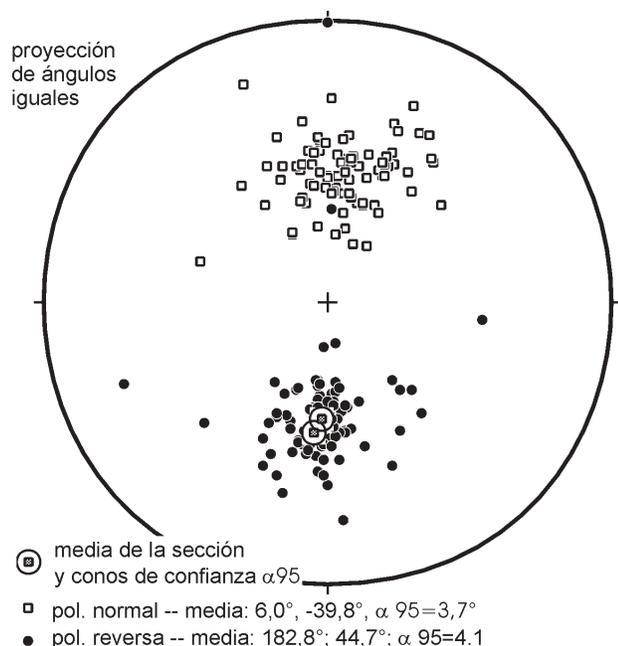


Figura 7: Test de reversión, que muestra que los conos de confianza de los sitios de polaridad contraria se oponen en el rango de los 180° .

Las reducciones de la velocidad de acumulación se reflejan en Mogna por un incremento de las litologías transportadas por carga de lecho. Esto es observado en el paso de Fm Río Salado a Jarillal, y de Fm Río Jáchal medio y a la superior. En donde la magnitud de esta reducción ha sido más importante, se ha llegado a detectar una mayor madurez de los paleosuelos, indicando épocas de *stasis* (Kraus y Bown 1986). Además, el mayor enrojecimiento de ese intervalo, debido a un estado más avanzado de alteración de los minerales ferromagnesianos, también apunta a una drástica disminución en la tasa de sedimentación.

Mención especial merece el evento representado por Fm Huachipampa, cuyos sistemas tan ricos en pelitas sugieren el inicio de un nuevo intervalo de progradación. En este caso, no parece haber un cambio en el gradiente de los sistemas depositacionales, sino que ocurre una captación preferencial de pelitas sobre areniscas. Este proceso podría explicarse por que dentro del intervalo de alta velocidad de acumulación (12 a 6 Ma) habría ocurrido un incremento de esa velocidad cercano a la base de Huachipampa (~ 9 Ma). Esto se traduce en un aumento del espacio de acomodamiento que es el que permitió captar preferencialmente en los sectores proximales del sistema depositacional, al material grueso que antes llegaba (Jarillal superior). De esa forma los sectores medios de la cuenca quedan temporalmente desprovistos de litologías tractivas y se generan secuencias más finas, facilitadas por el alto nivel de acomodamiento general en la cuenca.

Hay otros procesos sedimentarios, generalmente evidenciados por límites estratigráficos, que no se correlacionan con variaciones en la tasa de sedimentación. Los

principales son: 1) los eventos lacustres que marcan el inicio de Fm Río Jáchal, 2) la aparición de un sistema fluvial permanente que marca el inicio de Fm Mogna y 3) su subsecuente desaparición. Estos eventos deberían estar asociados a modificaciones en la tasa de acumulación, dado que estos cambios están ligados a cambios en la cantidad de sedimento que llegaba a esta parte de la cuenca: 1) el evento lacustre puede sugerir una menor acumulación dado que el sedimento es entrampado en los bordes o bien un aumento del sedimento entrante, que sería el caso de un lago generado por un mayor ingreso de agua fluvial; 2) un nuevo sistema fluvial significa un ingreso mucho mayor de sedimento; y, 3) su desaparición, un déficit de aporte.

Analizaremos con más detalle el segundo evento mencionado, que puede ser cuantificado. El aumento del aporte sedimentario producido por el ingreso del paleo Río San Juan a Mogna puede evaluarse debido a su clara diferenciación composicional. Sólo considerando las psefitas de canal que componen un 20%, ya debería observarse un incremento notable en la tasa de acumulación. Sin embargo, sabemos que la planicie de inundación estuvo asociada a este río, y que el mismo tiene una eficacia de transporte mucho mayor a los sistemas de bajada, por lo que se puede predecir un aumento de al menos el 100% en la cantidad de sedimento aportado a este sector de la cuenca. A pesar de ello, la tasa de sedimentación se mantiene estable mientras sucedían estos cambios dramáticos.

Esta falta de correlación entre la tasa de acumulación y algunos eventos sedimentarios que implican fuertes variaciones del aporte sedimentario, sugieren que el espacio de acomodamiento fue relativamente independiente de los procesos exógenos. Esto permite deducir que el tectonismo, o la subsidencia tectónica, estableció la cantidad de espacio de acomodamiento disponible. Este espacio de acomodamiento fue llenado por los sistemas de transporte, mientras que el sedimento sobrante siguió su tránsito hacia otros sectores. Destacamos que este espacio de acomodamiento no era adicionado a una superficie plana, sino que surge de la sustracción entre la curva típica de generación de subsidencia tectónica de la cuenca, y la curva que caracteriza la función de pendiente típica del sistema depositacional (perfil gradado o de equilibrio, Mackin 1948, Shanley & McCabe 1992).

Según la regularidad de las tasas de acumulación medidas, parece que los sistemas de transporte cubrieron la cuota de espacio generado tectónicamente en la mayor parte de la historia de esta cuenca. Sin embargo, lo hicieron de diferentes formas, lo cual se refleja en la preservación de diferentes texturas, que causan los ciclos de progradación descritos anteriormente. Al continuar activo el proceso tectónico que causó el aumento y que mantiene la alta tasa de acumulación, se gana desnivel entre la montaña y la cuenca. A pesar del aumento de desnivel, los sistemas depositacionales no ganan pendiente sino que estiran sus perfiles de acumulación

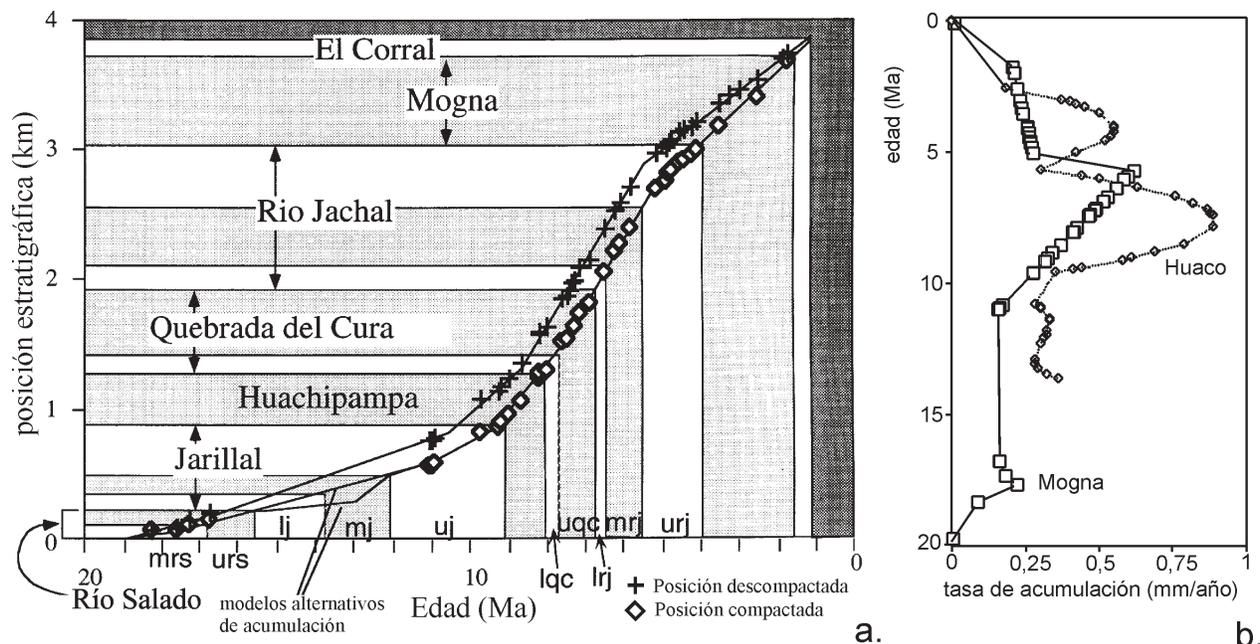


Figura 8: a, Historia de acumulación de la secuencia de Mogna, mostrando la curva de espesores reales y descompactados vs. edad. b, Variación de la tasa de acumulación a través del tiempo (luego de descompactar) y comparación con la tasa de acumulación calculada para Huaco (cruces) por Damanti y Jordan (1989).

ensanchando los dominios de facies (Milana, 2000), siendo un proceso comparable al crecimiento de una cuña tectónica (Davis *et al.* 1983) en donde la pendiente crítica es limitada por la pendiente de equilibrio asociada al sistema depositacional. El alargamiento de los perfiles y la construcción de la cuña sedimentaria toman un cierto tiempo, por lo que en los primeros intervalos los sedimentos gruesos son captados preferencialmente en la parte alta de los perfiles (Paola 1988, Paola *et al.* 1992) mientras que en la parte baja, la cuota de espacio de acomodamiento es cubierta por litologías más finas. Al producirse el estiramiento de las facies, las litologías gruesas van reemplazando a las finas, lo que se observa como una progradación, que no indica necesariamente un movimiento del frente de montaña.

Este tipo de regulación del espacio de acomodamiento explica el aumento notable de los conglomerados sin alterar el progresivo descenso de la tasa de acumulación que se registra en los últimos 5 Ma. Al ingresar súbitamente más cantidad de material grueso al inicio de Fm Mogna, éste es captado preferencialmente respecto a las litologías más finas, explicando el fuerte contraste litológico entre la arenosa Fm Jáchal y la conglomerádica Fm Mogna, a los 3,7 Ma. Fuera de los límites de influencia del sistema fluvial de Fm Mogna, las bajadas recién comienzan a mostrar conglomerados en este área de la cuenca a los 3,3 Ma, en un cambio progresivo e integrado a la evolución previa.

Resumiendo, al producirse un brusco aumento del espacio de acomodamiento, los sistemas, sin capacidad de reaccionar tan rápidamente solamente cubren ese espacio con sedimento fácilmente transportado (pelitas

o areniscas finas en la base de cada ciclo). Al continuar la generación de espacio de acomodamiento, aumenta el desnivel montaña-cuenca, y los sistemas estiran sus dominios de facies, de forma tal que litologías más gruesas progradan sobre las finas sin existir una modificación notable de la tasa de acumulación. En cambio, si el espacio de acomodamiento se reduce, ocurre captación preferencial de las fracciones gruesas. Por ello, a pesar que la calma tectónica causa una reducción progresiva del desnivel montaña-cuenca, el reducido espacio de acomodamiento disponible, solo capta las litologías gruesas, lo que puede verse como una eventual progradación de gravas (cf. Paola 1988, Paola *et al.* 1992), tipificado por la base de Fm. Qa. del Jarillal. Este es un claro ejemplo de progradación de gravas durante un intervalo de calma tectónica (12-15Ma), que ha sido detectado en otros sectores de Precordillera (cf. Jordan *et al.* 1993, Milana *et al.* 1993, Bercowski *et al.* 1993).

La historia de acumulación a lo largo del eje de cuenca

Debido a la estructuración N-S de la Precordillera, el probable eje de cuenca se habría posicionado de la misma forma. Esto ya lo indica Jordan *et al.* (1995) al estudiar la distribución regional de los espesores de la Cuenca del Bermejo. Existen dos buenos puntos de control a lo largo de una línea N-S que son Huaco (60 km al Norte) y Ullum (60 km al sur). Ambos cuentan con estudios magnetoestratigráficos sustentados con dataciones radimétricas (Johnson *et al.* 1986, Bercowski *et al.*

1986). Los datos de Huaco se extienden hasta los ~14 Ma, mientras que los de Ullum solamente hasta los 8,5 Ma (Fig. 9).

Las historias de acumulación de Huaco y Mogna podrían considerarse «emparentadas», mientras que ambas son marcadamente diferentes respecto a las secuencias al sur de Mogna. La sedimentación en Ullum comenzó más tarde que en Mogna y terminó más temprano (~4 Ma) (Bercowski *et al.*, 1986, Milana, 1991). Si bien existen unos 150 m de estratos basales no estudiados magnetoestratigráficamente en Ullum, no hay evidencias de ciclos tectónicos homólogos a los observados en Mogna antes de los 8,5 Ma. Recién a los 8,5 Ma, Ullum comienza a compartir su historia de subsidencia con la cuenca del Bermejo, siendo el momento en donde se inicia el tercer y principal intervalo de progradación en Mogna, definido por la aparición de las litologías más finas de Fm Huachipampa. Esta similitud parcial significa que el tercer intervalo causó un hundimiento generalizado a lo largo del eje de cuenca, probablemente inducido por la cercanía de los corrimientos de Precordillera Central. La edad mínima de secuencias datadas allí (por ej., Río Azul, Jordan *et al.* 1990), indican que la acumulación cesó cerca de los 8,5 Ma sugiriendo el comienzo de la deformación de las láminas de corrimiento más orientales de Precordillera Central. Los conglome-

rados neógenos cuspidales en Precordillera Central son mucho más antiguos que los de Mogna y parecen correlacionarse con la segunda etapa de progradación observada en Mogna.

La comparación de estas secuencias sugiere que mientras Mogna y Huaco pertenecieron al ámbito de la Cuenca del Bermejo, la secuencia de Ullum solo participó en la misma durante un período limitado a la cercanía de los corrimientos. En dicho momento, la subsidencia inducida por sobrecarga fue tan importante que se registró hundimiento a lo largo de casi todo el ámbito de la Precordillera Oriental. Cabe preguntarse cuál es la causa de este disímil comportamiento. Nuestra interpretación es la existencia de un control de basamento, canalizado a través del lineamiento Pié de Palo Norte. Hemos comprobado una importante reducción de las secuencias Neógenas, a través de fallas sinsedimentarias coincidentes con esta estructura, expuestas hoy en Loma de los Pozos (Milana 1991). Probablemente, la existencia de diferencias en el comportamiento reológico del basamento, hayan causado el hundimiento preferencial del mismo hacia el norte del lineamiento nombrado. Evidencias de este control son, el notable truncamiento al norte de la Sierra de Pie de Palo, la rampa lateral hoy presente justo en la terminación austral de la Sierra de Mogna, y la fuerte reducción de los espesores de las secuencias

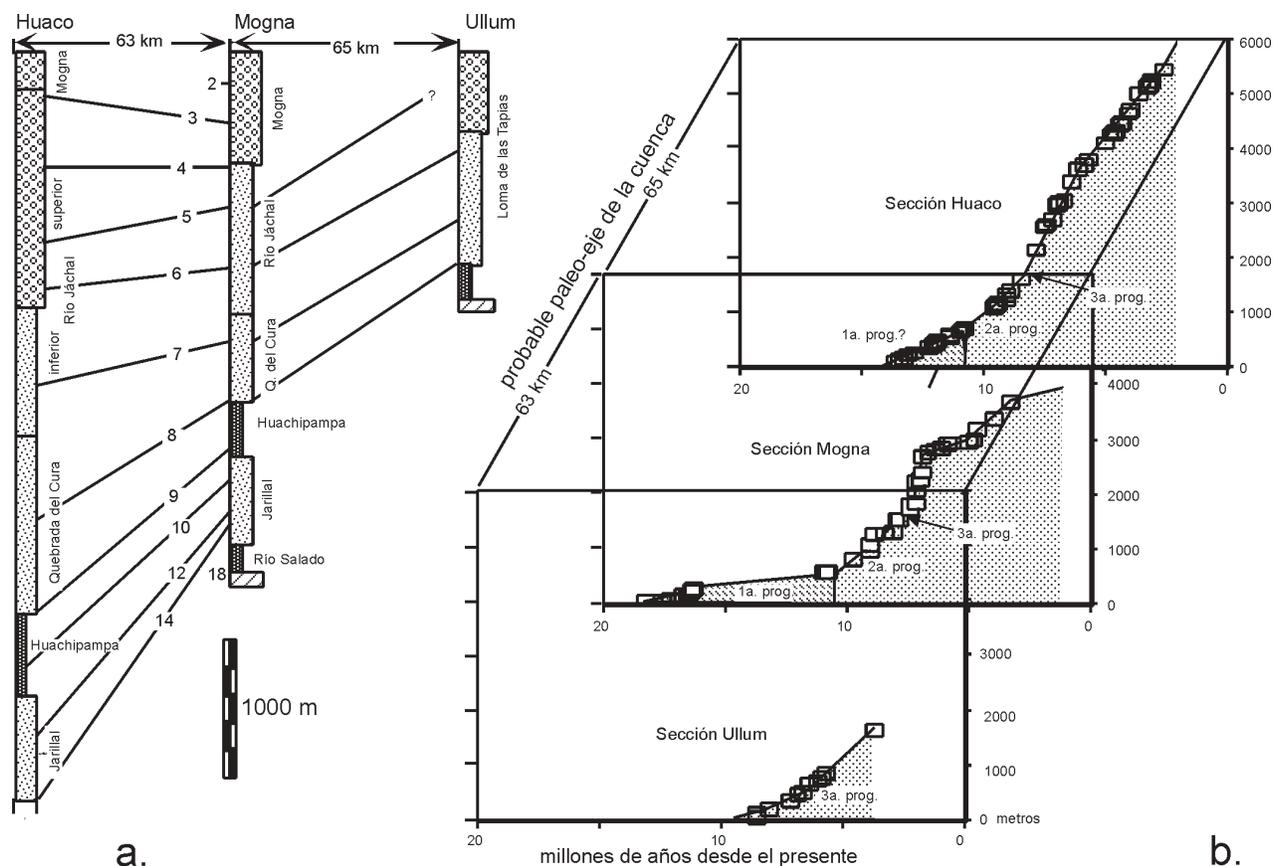


Figura 9: a, Correlación a lo largo del supuesto eje de cuenca, entre Huaco, Mogna y Ullum. Nótese la diacronicidad de unidades entre Huaco y Mogna y la falta de las mismas en Ullum. b, Historia de acumulación de estas tres secciones (sin decompactar).

neógenas en el subsuelo del Valle de Bermejo, en las cercanías del extremo norte de Pié de Palo (Fernández y Jordan 1996).

Los eventos tectónicos neógenos de Precordillera

Hasta la fecha, Mogna es una de las secuencias más antiguas datadas con magnetoestratigrafía localmente, por lo que el primer intervalo de progradación es muy difícil de correlacionar. Sin embargo, en la Precordillera Central existe una unidad neógena que, debido a su marcada asimetría depositacional, refleja una acumulación sintectónica. Esta unidad se halla compuesta principalmente de eolianitas y cerca de Precordillera Occidental alcanza más de 700 m, y se reduce a casi cero en dos o tres corrimientos al oeste (Cevallos y Milana 1992, Jordan *et al.* 1993, Milana *et al.* 1993). Esta unidad eólica característica de la base de Fm Cuculí (Milana 1993), indicaría la primera etapa de activación tectónica que causó la primera progradación en Mogna, registrada en Fm. Río Salado. Por encima de ella se observa, en Precordillera Central, un sistema depositacional muy similar al de Jarillal inferior, y que apunta a ese intervalo de baja velocidad de acumulación y calma tectónica. Por encima, se observa la progradación final de una cuña sedimentaria que culmina en gravas a los 8,5 Ma, que como ya mencionamos se correlacionaría con el segundo intervalo de progradación de Mogna. Si bien interpretaciones anteriores mencionan que hubo subsidencia de Precordillera Occidental en algún momento (Milana *et al.* 1990), los datos más recientes sugieren que la Precordillera Occidental fue un elemento positivo y activo (Jordan *et al.* 1993), y probablemente el responsable del hundimiento inicial de la cuenca de antepaís (Cevallos 1996).

Luego de este primer intervalo de activación tectónica habría primado un largo período de calma tectónica en el cual se produce la erosión del techo de las eolianitas (aproximadamente entre los 16 y 14 Ma), y la baja velocidad de acumulación en otras áreas de la cuenca. Luego sobreviene el segundo intervalo de progradación en Mogna que, como lo indican las secuencias de Precordillera Central, es aún un producto de la deformación de Precordillera Occidental, probablemente ayudado por parte de sobrecarga tectónica de Cordillera. Finalmente durante el tercero y principal intervalo de progradación en Mogna, todas las secuencias de Precordillera Central parecen estar involucradas en corrimientos, sugiriendo su franca deformación, y por lo tanto generando una sobrecarga ineludible que causa la subsidencia generalizada a lo largo del eje de la Precordillera Oriental (Fig. 9).

Es muy frecuente que en las etapas iniciales de una cuenca en ambientes áridos o semiáridos, se generen grandes desiertos eólicos debido a que los sistemas de drenaje no están preparados para evacuar el sedimento de las áreas positivas (Sweezey *et al.* 1995). Por eso, la

primer activación tectónica se ve reflejada por escasas litologías aluviales gruesas, que en Precordillera podrían ser los conglomerados grises descritos por Jordan *et al.* (1993) cuya edad estimada es de 19,5 Ma. Los campos de dunas habrían servido como trampa para el ingreso de corrientes fluviales, causando una reducción del aporte de litologías gruesas hacia la cuenca de antepaís favoreciendo la generación de planicies pelíticas y arenosas finas como las de Fm Río Salado. Sobre esta secuencia inicial se habría depositado la segunda fase de progradación, mediando una discontinuidad que caracteriza una calma tectónica entre dos eventos de actividad tectónica. Esta discontinuidad podría corresponderse con la que se ha observado en Chile entre dos principales grupos de roca neógenos, la Fm Doña Ana y Tórtolas (Maksaev *et al.* 1984). También es destacable que Jordan *et al.* (1997) identificaron en la Cuenca de Iglesia, dos paquetes de edad muy diferente, que evolucionaron separados de la Cuenca del Bermejo, pero que caracterizan también dos episodios tectónicos correlativos a los observados allí.

La evolución general de las secuencias neógenas de la región indica una deformación en intervalos mantenidos. Mientras crecía la cuña tectónica de Precordillera, la sobrecarga tectónica ocasionaba hundimiento en su frente y en menor medida, en la retaguardia. Podría pensarse entonces que las historias de acumulación en el frente y retaguardia de la cuña van acompasadas. De esta forma, se explicaría el importante hiato de las secuencias de Iglesias (desde los 17 a los 8 Ma), casi coincidente con la finalización del primer evento de progradación y el inicio del tercero. Este comportamiento sincrónico entre ambas cuencas se opone a otros estudios de dinámica de cuñas tectónicas como los de DeCelles *et al.* (1987, 1995), que sugieren activación alternada entre la cuenca de retaguardia y la de antepaís. Aún quedan explicar como se correlaciona el segundo evento progradante de Mogna con la evolución en la cuenca de retaguardia. Podría reflejar una progradación tectónica sin un proceso de carga notable en la retaguardia de la cuña. Sin embargo, no hay datos que permitan comprobar esta hipótesis, a pesar de la gran cantidad de información que se posee de estas secuencias. Esto sugiere que aún es necesario continuar el análisis de estas cuencas si se pretende entender mejor la interrelación entre la dinámica de las cuñas tectónicas y las cuencas asociadas.

Conclusiones

Los datos cronológicos aportados en este trabajo convierten a la sección de Mogna en una de las mejores datadas de la región, brindando un registro continuo de acumulación entre los 19 y 17 Ma y los 12 y 1,5 Ma. Además, esta secuencia caracteriza la evolución de una cuenca de antepaís en un clima árido. Los sistemas depositacionales van evolucionando desde barreales pelíticos de centro de cuenca, pasando por sistemas flu-

viales efímeros terminales, intermedios (mostrando una gran variedad de arquitecturas depositacionales) hasta proximales. Adicionalmente, la secuencia de Mogna registra la historia parcial de uno de los paleoríos cuyanos, que produjo los típicos conglomerados de Fm Mogna.

La comparación entre la historia de acumulación y la evolución de los sistemas depositacionales permite inferir el funcionamiento de esta cuenca y particularmente el modo de administración del espacio de acomodamiento. Es evidente que el acomodamiento primario fue determinado por factores tectónicos ya que los profundos cambios en la magnitud del aporte sedimentario no alteran las tasas de acumulación observadas.

Se han detectado tres grandes ciclos de progradación sedimentaria detonados por aumentos en la tasa de acumulación, los cuales tienen correlación irregular a lo largo del eje de cuenca o en forma perpendicular a él mismo. A lo largo del eje de la cuenca, la situación parece ser similar hacia el norte pero varía notablemente hacia el sur. En Ullum solo se encuentra registrado el tercer ciclo, mientras que los anteriores no son evidentes allí o se hallan condensados en la sección basal, por lo que es válido considerar a esta localidad fuera del ámbito típico de la Cuenca del Bermejo. La terminación austral de esta cuenca estaría dada por el lineamiento Pié de Palo Norte. Hacia el oeste, es posible encontrar evidencias del primer ciclo de progradación tanto en la cuenca de retaguardia (Iglesias) como en la Precordillera Central. Sin embargo el segundo ciclo progradante solo se observa en Precordillera Central como espesas secuencias que culminan en conglomerados gruesos. Cada uno de estos ciclos habría sido detonado por la deformación de diferentes unidades: el primero por la deformación conjunta de Cordillera y Precordillera Occidental (probablemente su parte más occidental), el segundo por Precordillera Occidental, y el tercero por Precordillera Central.

Agradecimientos

Son numerosas las personas que han colaborado en tareas de campañas y de laboratorio. Sin embargo deseamos destacar la asistencia recibida por Luis Banchig en las tareas de muestreo y a Lee McRae en el laboratorio paleomagnético. Este trabajo fue financiado por un PID de CONICET (F.B.) y los trabajos de laboratorio por un grant de NSF (T.J. EAR 8617035 y EAR 8904537).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allmendinger, R. W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis, C. y Isacks, B. L., 1990. Foreland shortening and crustal balancing in an amagmatic orogen: the Andes at 30°S latitud. *Tectonics*, 9: 789-809.
- Baldis, B. A. J., Beresi, M., Bordonaro, O. y Vaca, A., 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. 5to. Congreso Latinoamericano de Geología, 4: 399-445, Buenos Aires.
- Barazangi, M. and Isacks, B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4: 686-692.
- Beaumont, C., 1981. Foreland basins: *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, 65: 291-329.
- Beer, J. A., Allmendinger, R. W., Figueroa, D. E. and Jordan, T. E., 1990. Seismic stratigraphy of a Neogene piggyback basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 74:1183-1202.
- Beer, J. A. and Jordan, T. E., 1989. The effects of Neogene thrusting on deposition in the Bermejo Basin, Argentina. *Journal Sedimentary Petrology*, 59: 330-345.
- Bercowski, F., 1993. Facies piroclásticas en el Terciario del valle de Iglesia, Pcia de San Juan, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, 4: 206-215.
- Bercowski, F., Berenstein, L.R. de, Johnson, N.M. y Naeser, C.W., 1986. Sedimentología, magnetoestratigrafía y edad isotópica del Terciario en Loma de las Tapias, Ullum, Prov. de San Juan. 1a Reunión Argentina Sedimentología, La Plata, Actas, 1: 169-172.
- Bercowski, F. y Figueroa, D., 1987. Flujos Piroclásticos en la Formación Albarracín, Terciario, Precordillera, San Juan, Argentina. X Congreso Geológico Argentino, S.M. de Tucumán, actas, 4: 225-227.
- Bercowski, F., Ruzycski, L., Jordan, T. E., Zeitler, P., Caballero, M. M., y Perez, I., 1993. Litofacies y edad isotópica de la secuencia La Chilca y su significado paleogeográfico para el neógeno de Precordillera. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, 1: 212-217.
- Bridge, J. S., 1993. Description and interpretation of fluvial deposits: A critical perspective. *Sedimentology*, 40: 801-810.
- Cande, S. K. and Kent, D. V., 1995. revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100: 6093-6095.
- Cevallos, M., 1996. Análisis del desierto eólico neógeno de Precordillera Central y comparación con el mar de arena actual del Encón. Trabajo Final Licenciatura, Biblioteca FCFN, Univ. Nac. San Juan, 116 pp, inédita.
- Cevallos, M. y Milana, J. P., 1992. Sedimentología de un desierto eólico Terciario (San Juan, Argentina). IV Reunión Argentina Sedimentología, La Plata, 3: 121-128.
- Cingolani, C. A., Varela, R. y Leguizamón, M. A., 1981. Las vulcanitas alcalinas del Cerro Morado, Sierra de Mogna, Prov. de San Juan y su implicancia estratigráfica. *Revista Asociación Argentina Mineralogía petrología Sedimentología*, 12: 53-70.
- Collinson, J. D., 1986. Alluvial Sediments. En: Reading, H.G. (Ed.) *Sedimentary environments and facies*, (2nd. ed), Blackwell Scientific Publications, Oxford, p.20-63.
- Cuerda, A. J., Cingolani, C. A., Varela, R. y Schauer, O. C., 1979. Depósitos carbónicos en la vertiente occidental de la Sierra de Valle Fértil, prov. de San Juan. *Revista Asociación Geológica Argentina, Bs.As.*, v.34, p.100-107.
- Cuerda, A. J., Cingolani, C. A., Varela, R. y Schauer, O. C., 1981. Geología de la Sierra de Mogna, Prov. de San Juan. VIII Congreso Geológico Argentino, San Luis, 3: 139-158.
- Cuerda, A. J., Cingolani, C. A., Varela, R. y Schauer, O. C., 1984. Descripción geológica de la Hoja 19d Mogna. Servicio Geológico Nacional, Boletín 192.
- Damanti, J. F. and Jordan, T. E., 1989. Cementation and compaction history of synorogenic foreland basin sedimentary rocks from Huaco, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 73: 858-873.
- Davis, D., Suppe, J., and Dahlen, F. A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research*, 88: 1153- 1172.
- DeCelles, P. G. and Burden, E.T., 1992. Non-marine sedimentation in the overfilled part of the Jurassic-Cretaceous Cordilleran foreland basin: Morrison and Clovelly Formations, central Wyoming, USA. *Basin Research*, 4: 291-313.

- DeCelles, P.G. and Giles, K.A., 1996. Foreland basin systems. *Basin Research*, 8: 105-123.
- DeCelles, P.G., Gray, M.B., Ridgway, K.D., Cole, R.B., Srivastava, P., Pequera, N. and Pivnik, D.A., 1991. Kinematic history of a foreland uplift from Palaeocene synorogenic conglomerate, Beartooth Range, Wyoming and Montana. *Geological Society of America Bulletin*, 103: 1458-1475.
- DeCelles, P. G., Lawton, T. F. and Mitra, G., 1995. Thrust timing, growth of structural culminations, and synorogenic sedimentation in the type Sevier orogenic belt, western United States. *Geology*, 23: 600-702.
- DeCelles, P. G., Tolson, R. G., Graham, S. A., Smith, G. A., Ingersoll, R. V., White, J., Schmidt, C. J., Rice, R., Moxm, I., Lemke, L., Handschy, J. W., Foll, M. F., Edwards, D. P., Cavazza, W., Caldwell, M. and Bargar, E., 1987. Laramide thrust-generated alluvial-fan sedimentation, Sphonx Conglomerate, southwestern Montana. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71: 135-155.
- Eynon, G. and Walker, R. G., 1974. Facies relationships in Pleistocene outwash gravels, southern Ontario: a model for bar growth in braided rivers. *Sedimentology*, 21: 43-70.
- Fernández, A. and Jordan, T. E., 1996. Analysis of controls on foreland basin stratigraphy using seismic and outcrop data: application to the Bermejo Basin, central Andes, Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, 1: 373-384.
- Fernandez, J., Bluck, B. J. and Viseras, C., 1993. The effects of fluctuating base level on the structure of alluvial fan and associated fan delta deposits: an example from the Tertiary of the Betic Cordillera, Spain. *Sedimentology*, 40: 879-893.
- Fielding, E. J. and Jordan, T. E., 1989. Active deformation at the boundary between the Precordillera and Sierras Pampeanas, Argentina, and comparison with the ancient Rocky Mountain deformation. In: Schmidt, C. J. and Perry, W. J. (Eds.), *Interaction of the Rocky Mountain foreland and the Cordillera Thrust belt*, Geological Society America, Memoir 171, p.143-162.
- Flemings, P. B. and Jordan, T. E., 1989. A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. *Journal geophysical research*, 94: 3851-3866.
- Fossa-Mancini, E., 1936. Fallas actualmente activas de la Sierra del Morado, San Juan. *Boletín Informaciones Petroleras*, v.141, p.65-135.
- Friend, P.F., 1983. Toward the field classification of alluvial architecture or sequence. En: Collinson, J.D. and Lewin, J. (Eds.), *Modern and Ancient fluvial systems*, International Association of Sedimentologists, Special Publication 6, p.345-354.
- Johnson, N. M., Jordan, T. E., Johnsson, P. A. and Naeser, C. W., 1986. Magnetic polarity stratigraphy, age and tectonic setting of fluvial sediments in an Eastern Andean Foreland Basin, San Juan Province, Argentina. In: Allen, P. A. and Homewood, P. (Eds.) *Foreland Basins*, International Association of Sedimentologists, Special Publication 8, p.223-235.
- Jordan, T. E. and Allmendinger, R. W., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Sciences*, 286: 737-764.
- Jordan, T. E., 1981. Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 65: 2506-2520.
- Jordan, T. E., 1995. Retroarc foreland and related basins. En: Busby, C.J. and Ingersoll, R.V., *Tectonics of Sedimentary Basins*, pp. 331-362, Blackwell Science, Oxford.
- Jordan, T. E., Allmendinger, R.W. and Damanti, J.F., 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: the Precordillera, 30-31°S, Andes Mountains. *Journal of Geology*, 101: 135-156.
- Jordan, T. E., S. Kelley, A. Fernández, F. Fernández Seveso, G. Re, y J.P. Milana, 1997. Vinculaciones entre las historias de las Cuencas de Iglesias y del Bermejo. II Jornadas de Geología de Precordillera, Actas, p. 142-147.
- Jordan, T. E., Rutty, P. M., McRae, L. E., Beer, J. A., Tabbutt, K. and Damanti, J. F., 1990. Magnetic polarity stratigraphy of the Miocene Rio Azul Section, Precordillera thrust belt, San Juan province, Argentina. *Journal of Geology*, 98: 519-539.
- Jordan, T. E., Schlunegger, F., y Cardozo, N., 1999. Múltiples hipótesis en la evolución de la cuenca neógena de antepaís de Bermejo, Argentina. XIV Congreso Geológico Argentino, Salta, 2: 193-196.
- Kelly, J. G., 1962. Geología de la Sierra de Móquina y perspectivas petrolíferas. Depto. de Jachal, Prov. de San Juan. YPF, Gerencia de Exploración, informe inédito.
- Kraus, M. J. and Bown, T. M., 1986. Paleosols and time resolution in alluvial sedimentation. En: Wright, V. P. (Ed.) *Paleosols: their recognition and interpretation*, Princeton University Press, p.180-207.
- Lawrence, D. A. and Williams, B. P. J., 1987. Evolution of drainage systems in response to acadian deformation: the Devonian Battery Point Formation, Eastern Canada. In: Ethridge, F. G., Flores, R. M. and Harvey, M. D. (Eds.) *Recent developments in fluvial sedimentology*, Society Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 39, p.287-300.
- Leveratto, M. A., 1970. Estructuras protoclasticas en bordes de enfriamiento de cuerpos subvolcánicos. revista Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 1: 71-82.
- Loope, D. B., 1985. Episodic deposition and preservation of eolian sands: A late Paleozoic example from south western Utah. *Geology*, 13: 73-76.
- Mackin, J. H., 1948. Concept of the graded river. *Geological Society of America Bulletin*, 59: 463-512.
- Maksaev, J., Moscoso, D. R., Mpodozis, M. C. y Nasi, P. C., 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas de Cenozoico superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29-31S): Geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Revista Asociación Geológica de Chile*, 21: 11-51.
- Martínez, R.N., 1999. A new prosauropod from San Juan, Argentina. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 19 (Supplement 3), p. 61.
- McKee, E. D., Crosby, E. J. and Berryhill, H. L., 1967. Flood deposits, Bijou creek, Colorado, June 1965. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37: 829-851.
- Miall, A. D., 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Sciences Review*, v.13, p.1-62.
- Miall, A. D., 1985. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sciences Review*, v.22, p.261-308.
- Miall, A. D., 1987. Recent developments in the study of facies models. In: Ethridge, F. G., Flores, R. M. and Harvey, M. D. (Eds.) *Recent developments in fluvial sedimentology*, Society Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 39, p.1-9.
- Miall, A.D., 1992. Alluvial sediments. En: Walker, R. G. and James, N. P. (Eds.), *Facies models: response to sea level change*, Geological Association of Canada., p.119-142.
- Milana, J. P., 1991. Sedimentología y Magnetoestratigrafía de Formaciones Cenozoicas en el área de Mogna, y su inserción en el marco tectosedimentario de la Precordillera Oriental. Tesis Doctoral, Univ. Nac. de San Juan, 300 pp, inédita.
- Milana, J. P., 1993. Estratigrafía de unidades eólicas antiguas en la zona de Jáchal-Huaco, Precordillera Central de San Juan. *Revista Asociación Geológica Argentina*, v. 48 (3-4), p. 147-153.
- Milana, J. P., 1994. Propuesta de clasificación de abanicos aluviales en base a los procesos sedimentarios asociados. 5ta. Reunión Argentina de Sedimentología, S.M. de Tucumán, Addenda vol 1.: p. 7-12.
- Milana, J. P., 1997. El significado tectosedimentario de la formaciones Mogna y El Corral. II Jornadas de Geología de Precordillera, San Juan, Actas, p. 148-153.
- Milana, J. P., 2000. Characterization of alluvial bajada facies distribution using TM imagery. *Sedimentology*, v. 47 (4): p. 741-760.

- Milana, J. P., Bercowski, F. y Jordan, T. E., 1990. El análisis composicional de gravas como indicativo tectogénico de las áreas de aporte, cuenca Terciaria de Precordillera Oriental, San Juan, Argentina. 3a Reunión Argentina de Sedimentología, San Juan, p.199-204.
- Milana, J. P., Cevallos, M., Zavattieri, A. M., Pramparo, M. y Papu, H. O., 1993. La secuencia Terciaria de Pachaco: Sedimentología, Edad, Correlaciones y significado paleogeográfico. XIII Congreso Geológico Argentino, Mendoza, 1: 226-234
- Ortiz, A. y Zambrano, J. J., 1981. La provincia geológica de Precordillera Oriental. VIII Congreso Geológico Argentino, San Luis, Actas, 3: 59-74.
- Paola, C., 1988. Subsidence and gravel transport in alluvial basins. En: Kleinspehn, K. L. and Paola, C. (Eds.), *New Perspectives in basin analysis*, New York, Springer-Verlag, p.231-243.
- Paola, C., Heller, P. L. and Angevine, C. L., 1992. The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 1: Theory. *Basin Research*, 4: 73-90.
- Parkash, B., Awasthi, A. K. and Gohain, K., 1983. Lithofacies of the Markanda terminal fan, Kurukshetra district, Haryana, India. In: Collinson, J. D. and Lewin, J. (Eds.), *Modern and ancient fluvial systems*, International Association of Sedimentologists Special Publication, 6, p.337-344.
- Pascual, R. y Bondesio, P., 1963. Nuevo tipo de morfología dentaria de un *Cardiatheriinae* (Rodentia: Hydrochoridae) del Plioceno inferior de Huachipampa (San Juan). *Ameghiniana*, v.3, (2), p.43-49.
- Picard, M. D. and High, L. R., 1973. Sedimentary structures of ephemeral streams. *Developments in Sedimentology* 17, Elsevier, Amsterdam, 223 pp.
- Reid, I. and Frostick, L. E., 1987. Toward a better understanding of Bedload transport. In: Ethridge, F. G., Flores, R. M. and Harvey, M. D. (Eds.) *Recent developments in fluvial sedimentology*, Society Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 39, p.13-20.
- Reynolds, J. H., Jordan, T. E., Johnson, N. M., Damanti, J. F. and Tabbutt, K. D., 1987. Neogene Deformation of the flat-subduction segment of the Argentine-Chilean Andes: Chronological constrains from Las Juntas, La Rioja Prov., Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 102: 1607-1622.
- Rust, B. R., 1981. Sedimentation in an arid-zone anastomosing fluvial systems: Cooper's Creek, Central Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31: 745-755.
- Rust, B. R. and Legun, A.S., 1983. Modern anastomosing fluvial deposits in arid Central Australia, and a Carboniferous analogue in New Brunswick, Canada. In: Collinson, J.D. and Lewin, J. (Eds.), *Modern and Ancient fluvial systems*, International Association of Sedimentologists, Special Publication 6, p. 385-392.
- Schumm, S. A., 1977. *The fluvial system*. John Wiley y Sons, New York, 338 pp.
- Slater, J. G. and Christie, P. A. F., 1980. Continental stretching: an explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin. *Journal of Geophysical Research*, 85: 3711-3739.
- Shanley, K. W. and McCabe, P. J., 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 78: 544-568.
- Shepherd, R. G., 1987. Lateral accretion surfaces in ephemeral-stream point bars, Río Puerco, New Mexico. In: Ethridge, F. G., Flores, R. M. and Harvey, M. D. (Eds.) *Recent developments in fluvial sedimentology*, Society Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 39, p. 93-98.
- Smith, G. A., 1987. Sedimentology of volcanism-induced aggradation in fluvial basins: examples from the Pacific Northwest, U.S.A. in Ethridge, F. G.; Flores, R. M. and Harvey, M. D., eds., *Recent Developments in Fluvial Sedimentology: Society Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* 39, p. 217-228.
- Sneh, A., 1983. Desert stream sequences in the Sinai Peninsula. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53: 1271-1279.
- Stear, W. M., 1983. Morphological characteristics of ephemeral stream channel and overbank splay sandstone bodies in the Permian Lower Beaufort Group, Karoo basin, South Africa. In: Collinson, J.D. and Lewin, J. (Eds.), *Modern and Ancient fluvial systems*, International Association of Sedimentologists, Special Publication 6, p. 405-420.
- Swezey, C., Deynoux, M., Kocureck, G., Blum, M., Sexton, J., Lancaster, N., Lehmann, F. and Coulibaly, M., 1995. Response of continental sedimentary systems to external forcing – Example from the northern margin of the Grand Erg Oriental, Southern Tunisia. Report to the Service Géologique National, Tunisie. unpubl. report, 60 pp..
- Tabbutt, K. D., Naeser, C. W., Jordan, T. E. y Cerveny, P. F., 1987. Edades nuevas por método de trazas de fisión de tobas miopliocenas en las Sierras Pampeanas y la Precordillera Argentina. X Congreso Geológico Argentino, Tucumán, Actas, 4: 222-224.
- Tunbridge, I. P., 1981. Sandy high-energy flood sedimentation - Some criteria for recognition with an example from the Devonian of S.W. England. *Sedimentary Geology*, 28: 79-85.
- Tunbridge, I. P., 1984. Facies model for a sandy ephemeral stress and clay playa complex: The middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U.K. *Sedimentology*, 31: 679-715.
- Willis, B. J. and Behrensmeier, A. K., 1994. Architecture of Miocene overbank deposits in Northern Pakistan. *Journal of Sedimentary Research*, B64: 60-67.
- Zapata, T. R. and Allmendinger, R. W., 1996a. Growth stratal records of instantaneous and progressive limb rotation in the Precordillera thrust belt and Bermejo basin, Argentina. *Tectonics*, 15: 1065-1083.
- Zapata, T. R. and Allmendinger, R. W., 1996b. Thrust-front zone of the Precordillera, Argentina: A thick-skinned triangle zone. *American Association of Petroleum Geologist, Bulletin*, 80: 359-381.

Recibido: 14 de junio, 2000

Aceptado: 14 de abril, 2003