

Consideraciones tectosedimentarias sobre la formación Río Diamante, Cordillera de los Andes, Argentina

ANA M. COMBINA* y FRANCISCO NULLO*

* CONICET-Depto. de Geología. Universidad Nacional de Río Cuarto, Estafeta Postal núm. 9-(5800) Río Cuarto-Argentina

RESUMEN

Se establecen las relaciones tectosedimentarias y estratigráficas de la Formación Río Diamante, aflorante en la Cuchilla de la Tristeza, Cordillera de los Andes, Argentina.

La Formación Río Diamante, corresponde a las porciones distales de abanicos aluviales, que se generaron como respuesta a la elevación del Corrimiento Sosneado; concomitante a esta situación existieron fenómenos volcánicos andesíticos, que influyeron en los procesos sedimentarios actuantes. Dado que se conoce la edad del movimiento del corrimiento y del volcanismo contemporáneo, se ubicó estratigráficamente a la Formación Río Diamante en el Mioceno superior-Plioceno inferior

Palabras claves: Tectosedimentación, abanicos aluviales, corrimiento, volcanismo, Mioceno superior-Plioceno inferior, Cordillera de los Andes.

ABSTRACT

This paper present the stratigraphic and tectosedimentary relationships of the Río Diamante Formation, which outcrops in Cuchilla de la Tristeza, Cordillera de los Andes, Argentina. The Río Diamante Formation has been originated in a distal alluvial fan environment as a response to Sosneado overthrust. Tectonic deformation related to overthrusting was associated to andesitic volcanism wich influenced the sedimentation. Due to the age of overthrust and volcanics we date the Río Diamante Formation as late Miocene-early Pliocene.

Keys: Tectosedimentation, alluvial fans, thrust, volcanism, Upper Miocene-Lower Pliocene, Cordillera de los Andes.

INTRODUCCIÓN

La Cordillera de los Andes entre los 33° y 40° Latitud Sur, ha sido dividida, según sus características estructurales y geomorfológicas en: Cordillera Frontal y Cordillera Principal (fig. 1a). La Cordillera Principal es una faja corrida y plegada («*olded and thrust belt*», cfr. Vazquez y Gorroño, 1980 y Perry *et al.*, 1984.), donde se involucran rocas de edad mesozoica y cenozoica y sobre ellas está implantado el arco magmático cenozoico; tanto el arco como la estructura de la faja refleja la acción de la subducción de la Placa de Nazca por debajo de la Placa Sudamericana, con un ángulo aproximado de 30° (Ramos y Nullo, 1993). La Cuchilla de la Tristeza es una estructura submeridional generada por el Corrimiento el Sosneado (fig. 1b y 1c) y corresponde al corrimiento más oriental de la Cordillera Principal.

Durante el Mioceno, debido a la acción de este corrimiento, se formaron pequeñas cuencas de antepaís (Combina, Nullo y Stephens, 1995), que fueron colmatadas —al mismo tiempo que deformadas— por depósitos piroclásticos y volcanoclásticos, que se desarrollan desde el Mioceno al Plioceno tardío en relación con eventos extrusivos. Coetáneamente con el desarrollo de este corrimiento, se produce volcanismo andesítico. Los depósitos neógenos yacen discordantemente sobre las secuencias de edad paleógena y cretácica tardía. La Fase Pehuenche (Yrigoyen, 1993), genera la discordancia angular que separa a los depósitos neógenos de las unidades de mayor edad.

ESTRATIGRAFÍA TERCIARIA DE LA CUCHILLA DE LA TRISTEZA (FIG. 2)

El Paleógeno y el Neógeno del norte de la Cordillera Principal —Cuchilla de la Tristeza (36° Latitud Sur, 69° Longitud Oeste)— está representado por las Formaciones: Pircala-Coihueco que corresponden a sistemas transicionales y fluviales sinuosos que se desarrollaron en el Paleógeno inferior. En el Oligoceno se generaron abanicos aluviales —Formación Agua de la Piedra— (Combina *et al.*, 1994) en respuesta al alzamiento de este sector de la Cordillera. El Grupo Molle (correspondiente a la actividad volcánica), es contemporáneo a la sedimentación de estos abanicos aluviales.

El Neógeno comienza con la fase diastrófica Pehuenche; sobre ella, se encuentran las Formaciones Loma Fiera, Huincán y Río Diamante. La Formación Loma Fiera es un conjunto de tobas, tufitas, aglomerados, conglomerados y areniscas tobáceas, que se depositaron discordantemente sobre las uni-

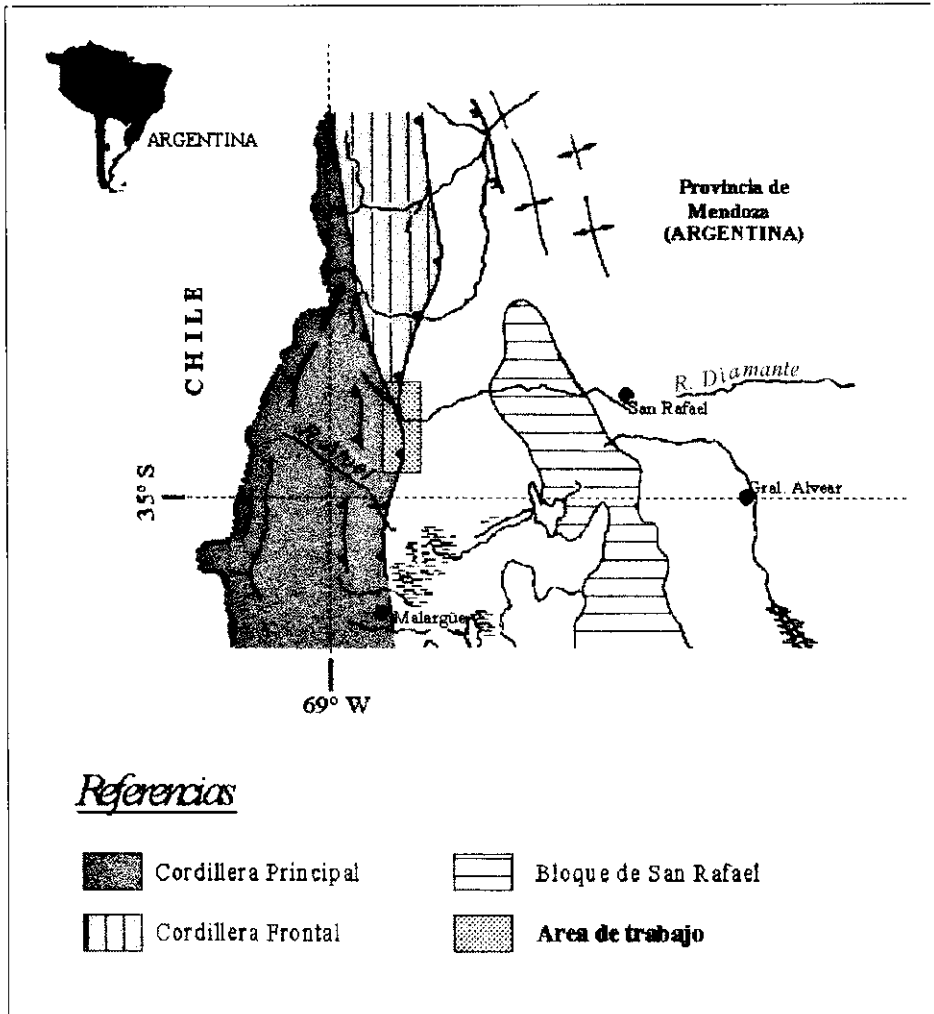


Fig. 1a.—Marco geológico regional.
 Fig. 1a.—Geological regional setting.

dades estratigráficas paleocenas, principalmente sobre la Formación Agua de la Piedra. La Formación Loma Fiera corresponde tanto a fenómenos hidrovolcánicos subáereos, como a los lahares asociados. La Formación Huincán, está caracterizada por un conjunto de cuerpos subvolcánicos y mantos lávicos subordinados, cuya composición varía de andesitas a basandesitas y en muy pequeña proporción dacitas.

El origen de esta actividad volcánica está relacionada con los movimien-

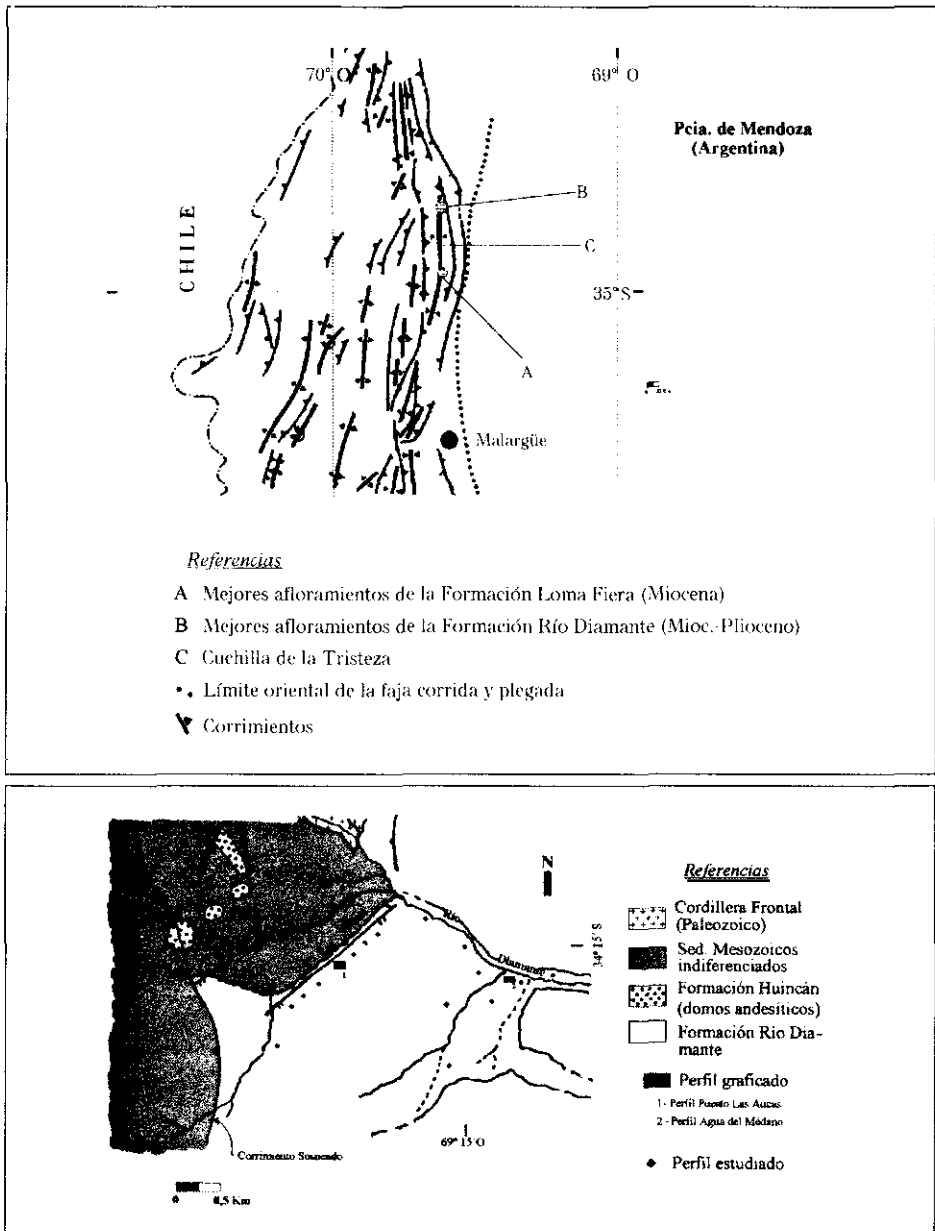


Fig. 1b.—Ubicación de la Cuchilla de la Tristeza y de los principales afloramientos de las Formaciones Loma Fiera y Río Diamante. 1c.—Área de estudio.

Fig. 1b.—Cuchilla de la Tristeza ubication and Loma Fiera y Río Diamante Formations outcrops. 1c.—Study area.

tos tectónicos producidos sobre el Corrimiento Sosneado. Esta actividad magmática está asociada a distintos momentos de actividad tectónica (Stephen, Nullo y Baldauf, 1991), que han ocurrido entre los 10 a los 5 Ma., de acuerdo a las dataciones radiométricas Ar^{39}/Ar^{40} (Baldauf *et al.*, 1992), que ubica a estos eventos entre el Mioceno tardío al Plioceno temprano. La Formación Río Diamante, está formada por depósitos de abanicos aluviales distales (Combina, Nullo y Stephens, 1993) con procesos de sedimentación piroclásticos contemporáneos.

LITOFACIES Y ASOCIACIONES DE FACIES DE LA FORMACIÓN RÍO DIAMANTE

Se han descripto y resumido en diez litofacies las principales características sedimentarias de los depósitos estudiados a lo largo del margen sur del Arroyo Las Aucas (Combina y Nullo, 1992 y Combina *et al.*, 1993), las cuales se han simplificado en dos perfiles: Perfil Puesto Las Aucas (localidad 1, en las figuras 1c; 3 y 6) y Perfil Agua del Médano (localidad 2, en las figuras 1c, 3 y 6), con las que se han determinado cuatro asociaciones de facies.

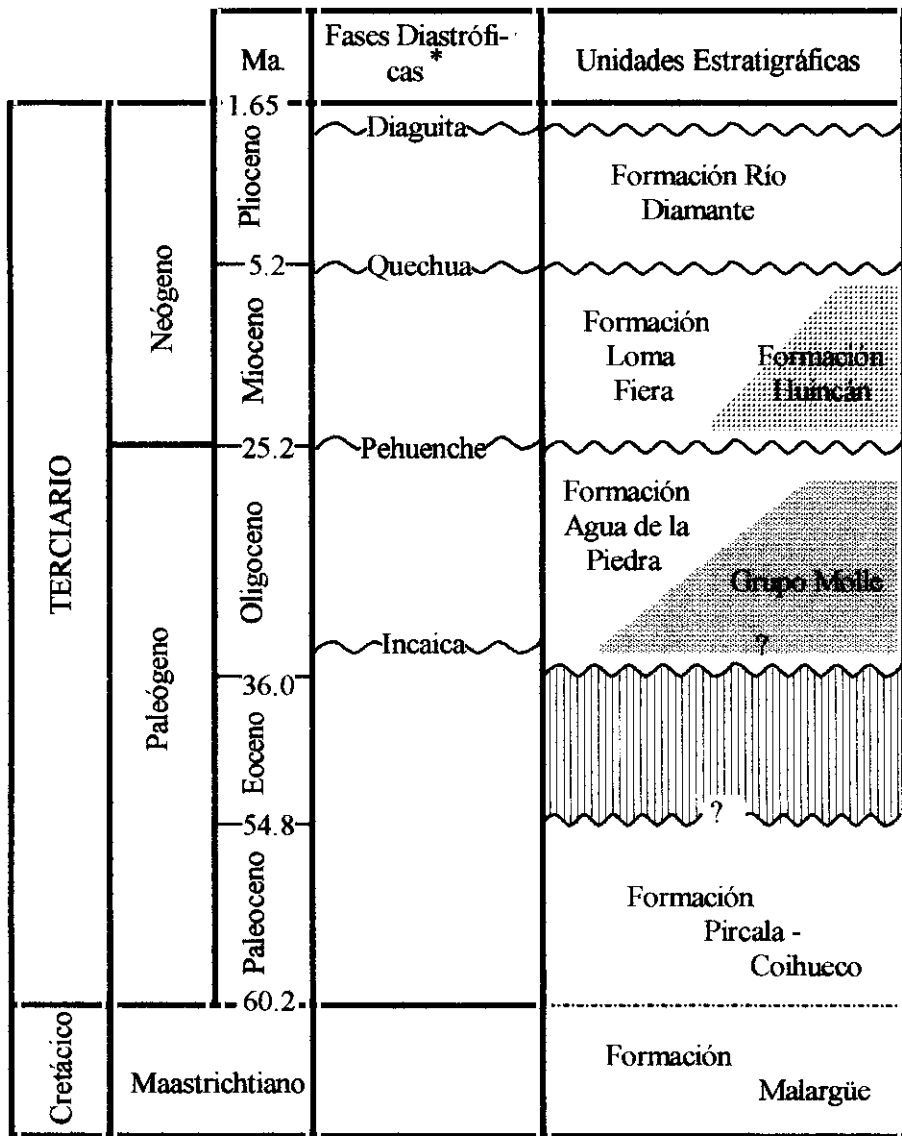
LITOFACIES DESCRITAS

Litofacies psefticas (conglomerados)

Litofacies Cp1: Aglomerado (cfr. Fisher y Schmincke, 1994) de pómez, color gris blanquecino. El tamaño de los clastos varía desde bloque a lapilli y son subredondeados a subangulosos. La matriz presenta, a nivel microscópico, trizas vítreas, plagioclasas zoneadas, cristales de anfíboles, todos rotos y clastos de toba soldada. Genera un cuerpo de no más de 0.40 m de espesor, con clasificación negativa.

Litofacies C1: Ortoconglomerado, polimodal, toscamente granodecreciente al techo. La matriz, arenosa, con porcentaje volumétrico menor que los cantos. En el techo del depósito, se puede observar arenisca con laminación entrecruzada planar de pequeña escala; también hay imbricación de clastos. Los cuerpos presentan bases erosivas. La litología predominante de los clastos es andesita.

Litofacies C2: Paraconglomerado, con matriz arenosa media mal seleccionada. Los clastos son de litología variada —están casi ausente las andesitas— con granulometría que varía de grava fina a cantos pequeños. Éstos no presentan imbricación alguna, aunque sí se puede observar una leve alineación de los mismos.



* cf. Yrigoyen, 1993



Unidades volcánicas
(andesíticas)

Fig. 2.—Cuadro estratigráfico local.
Fig. 2.—Local stratigraphy.

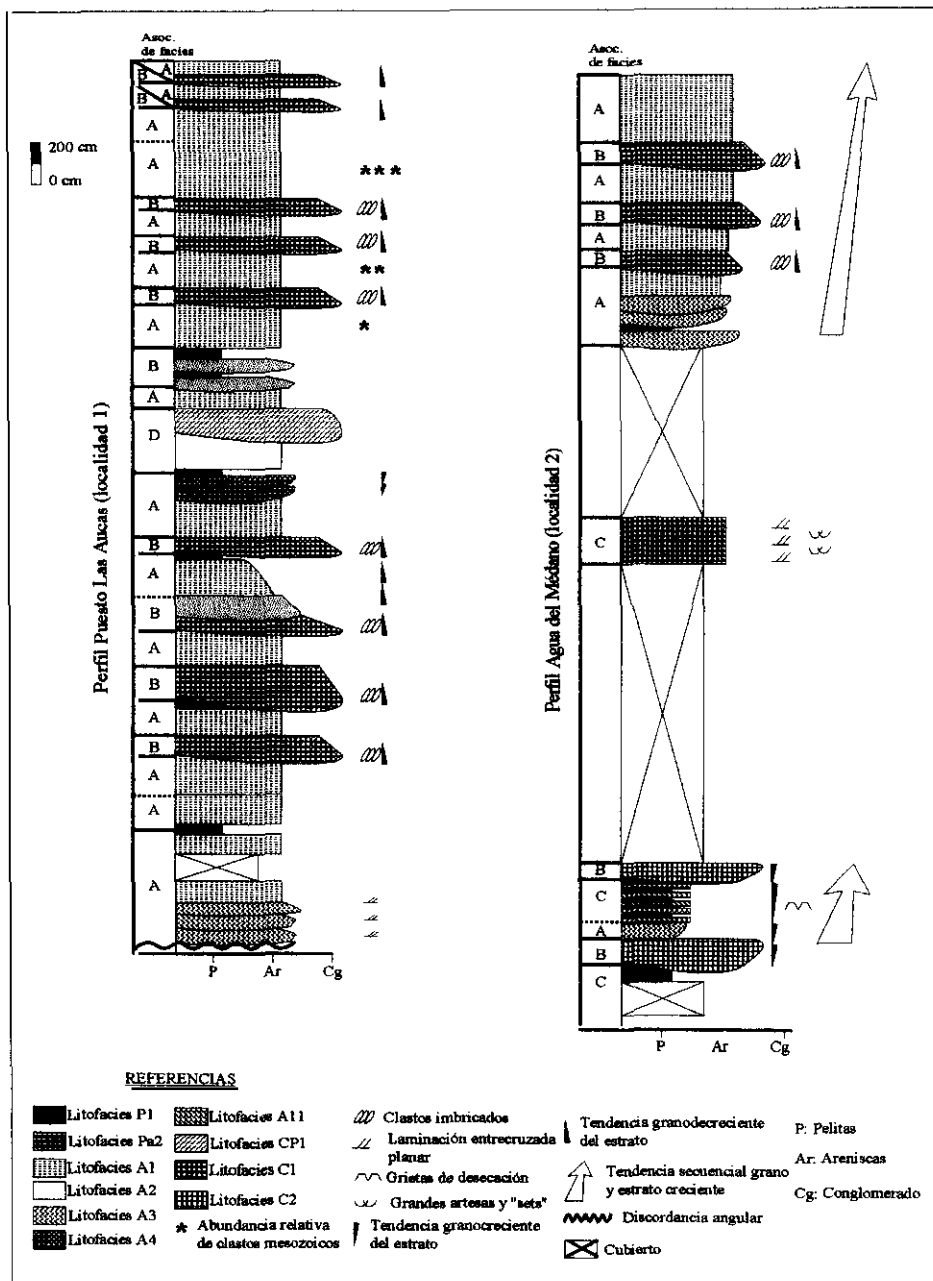


Fig. 3.—Principales perfiles sedimentarios de la Formación Río Diamante.
Fig. 3.—Río Diamante Formation, sedimentary profiles.

Litofacies psamíticas (arenitas):

Litofacies A1: Areniscas finas, de color pardo rojizo, mal seleccionadas, masivas. Presentan clastos tamaño cantos pequeños a bloque pequeño (1 a 7 cm), dispersos dentro del conjunto. Estos clastos son de diversa litología, pero con un alto predominio de andesita. La mayoría de los clastos se encuentran con el plano AB subparalelo a la base del depósito, no presentan imbricación y su posición es azarosa dentro del mismo. Genera cuerpos tabulares (espesor 1-2 m.), generalmente amalgamados; en otros casos se pueden observar estos límites por estar señalados con lentes aplanadas de limolitas.

Litofacies A2: Areniscas de grano medio a fino ligeramente granodecipientes hacia el techo, con laminación entrecruzada planar difusa, de pequeña escala. Forma cuerpos ligeramente acuñados, con bases planas erosivas y techos transicionales.

Litofacies A3: Arenisca granocreciente —de color pardo grisáceo— en bancos de 1 a 2 m. de espesor que comienza con areniscas finas masivas con pseudolaminación paralela (cfr. Nemec y Steel, 1984) y culmina con arenisca media. También se han observado megaclastos aislados, clastos con el eje a en posición vertical a subvertical, etc. Los cuerpos son tabulares con base erosiva y techo transicional.

Litofacies A4: Areniscas finas, masivas, de color rojizo, forma un único banco tabular (espesor 1,6 a 1,4m), de base neta y techo difuso, que grada a la litofacies Cpl.

Litofacies A11: Areniscas finas, pardo verdosas, bien seleccionadas. Presenta laminación de minerales pesados y livianos; sets con laminación paralela a la base que se cortan entre sí con diferentes ángulos y artesas de gran escala. Se presentan en cuerpos tabulares y cuneiformes de base neta y techo erosionado.

Litofacies peltíticas (lutitas)

Litofacies P1: Pelitas rojas masivas, que forman lentes aplanadas de base cóncava neta y techo plano. A nivel microscópico, se observa la misma litología que la matriz de la litofacies A4, pero el porcentaje de vitroclastos es mucho mayor. Muchas veces hay grietas de desecación que cortan todo el depósito.

Litofacies Pa2: Depósito con gradación inversa que va de pelitas marrones masivas a areniscas finas, de color pardo rojizo, de aproximadamente 0.5 m de espesor. Dentro del depósito se pueden observar pequeñas grietas de desecación.

ASOCIACIONES DE FACIES (FIGURA 4)

Interpretación paleoambiental

Los abanicos y las llanuras aluviales tipo trenzado (Rust, 1978) están con frecuencia relacionados, ya que estas últimas pueden ser las partes más distales de los abanicos. Ambos se extienden en dos direcciones principalmente, abarcando amplias áreas que son cubiertas casi en totalidad durante las avenidas y en períodos de tiempo relativamente cortos.

La asociación de facies B, definida anteriormente como un sistema fluvial trenzado de baja sinuosidad y baja estabilidad relativa, se ubica en la base de la Formación Río Diamante, en el perfil Puesto las Aucas, el cual es periódicamente abortado por los flujos de detritos hiperconcentrados. Asimilando la asociación de facies A a la facies D2 de Wells y Harvey (1987), podemos deducir que cada flujo de detritos hiperconcentrado que fluyó sobre el sistema fluvial establecido, formó lóbulos de topografía moderada, cuya generación probablemente esté asociada a lluvias torrenciales debido al clima reinante en la región (Pascual, 1984). Luego de cada evento de remoción en masa, el sis-

Asoc. de facies	Litofacies	Interpretación
A	A1 y A3	Flujos de detritos cohesivos / hiperconcentrados
B	C1, C2, y A2	Canales y barras pertenecientes a sistemas fluvial entrelazado gravoso de baja sinuosidad y baja estabilidad relativa
C	P1, Pa2 y A11	Llanura de inundación, con depósitos eólicos asociados
D	A4, Cp1 y P1	Flujos cohesivos volcanoclásticos

Fig. 4.—Asociaciones de facies y litofacies de la Formación Río Diamante (cfr. Combina *et al.*, 1993).

Fig. 4.—Facies associations and lithofacies of Río Diamante Formation (cfr. Combina *et al.*, 1993).

tema fluvial se reinstala, aprovechando en un primer momento los bajos topográficos que los lóbulos han dejado y posteriormente erosionando parte de ellos, que simplemente quedan como interfluvios, lo que explica los contactos netos erosivos, entre los depósitos fluviales y los flujos de detritos hiperconcentrados.

En las llanuras de inundación (asociación de facies C), ubicadas en las zonas más distales de los abanicos, se produce evaporación, decantación y depósitos de dunas longitudinales. Las acumulaciones eólicas se asocian, generalmente, al pie de abanicos aluviales; tienen como su principal área de aporte los sedimentos sueltos de los abanicos (Blair, 1987), pero, debido al alto porcentaje de trizas volcánicas que poseen estos sedimentos, es muy probable que estos depósitos eólicos también recibieran material volcánico primario —al cual redepositaban— implicando una posible actividad volcánica contemporánea, muy leve. Las características litofaciales y arquitecturales de las asociaciones de facies A, B y C responden a secuencias depositadas en períodos de relativa inactividad volcánica (cfr. Haugton, 1993), donde se retrabajan intensamente los detritos volcánicos.

La asociación de facies D, en la parte media del perfil, indica que el área estuvo sometida a la acción de explosiones volcánicas, en zonas no muy lejanas (Smith, 1987; Palmer y Walton, 1990). La actividad volcánica no fue un hecho puntual durante el depósito de la Formación Río Diamante, debido a la presencia de vidrios volcánicos, vitroclastos y volcániclastos andesíticos como componentes de todas las litofacies estudiadas

CONSIDERACIONES TECTOSSEDIMENTARIAS

—*Relaciones entre la sedimentación y el frente elevado*

El Corrimiento Sosneado se elevó en sentido S-N en el período comprendido entre los 10 y los 6 Ma (Stephens *et al.*, 1991), constituyendo un nuevo cordón orogénico (con posición submeridional, al oeste del área de estudio; fig.6), que funcionó como principal área de aporte a la cuenca. Las condiciones de inestabilidad tectónica, acompañada de volcanismo y clima con características de alta aridez (Pascual, 1984), son propicias para la generación y evolución de abanicos aluviales. Las secciones distales de estos abanicos corresponden a la Formación Río Diamante.

Este corrimiento afectó principalmente a los sedimentos cretácicos del Grupo Mendoza y a las intrusiones andesíticas miocenas tempranas; las litologías de los clastos que componen las secuencias estudiadas muestran los pulsos del levantamiento (aplicando los criterios establecidos por Graham *et al.*, 1986). La litología predominante de los clastos en la primera sección del

perfil Puesto Las Aucas, corresponde a andesitas, con escasa participación de clastos carbonáticos o clásticos provenientes de las formaciones mesozoicas; mientras que en la sección media éstos últimos son más conspicuos y en el tramo final no prevalece ninguna litología (Figs. 3 y 5).

En los períodos de calma, la sedimentación migra hacia el depocentro de la cuenca (Flemings y Jordan, 1990 y Jordan y Flemings, 1990). Por ende, los abanicos progradan hacia los ambientes más distales. Esta progradación es apreciable en los perfiles del área del perfil Agua del Médano, que presentan una secuencia granocreciente, donde sobre una sedimentación netamente psamo-pelítica (Asociaciones de facies C y E), hay sedimentación psamo-pseftica (Asociaciones de facies A y B), indicando que los principales pulsos de sedimentación sucedieron durante los episodios de calma tectónica. En los episodios de actividad del corrimiento se produce la erosión de las secuencias proximales y medias de los abanicos.

La distribución geográfica de los perfiles estudiados señala que las asociaciones de facies de menor energía (llanura de inundación y dunas eólicas) prevalecen hacia el Este-Noreste; mientras que las asociaciones de facies más energéticas (depósitos fluviales y de remoción en masa) se hallan principalmente ubicados al Oeste-Suroeste (fig. 6), indicando de esta manera que el sentido principal de la sedimentación era SW-NE, respondiendo al levantamiento del frente cabalgante.

La discordancia angular que separa los niveles inferiores de la Formación Río Diamante (dentro del cañón del Arroyo Las Aucas, con buzamiento promedio de 65°N) de los términos superiores (Bz 5°N), es una discordancia sintectónica. Esta se produjo porque el corrimiento Sosneado mantuvo, durante la sedimentación de la Formación Río Diamante, un paulatino aumento de la velocidad de alzamiento, que autofagocitó las secuencias proximales y medias de los abanicos aluviales y sistemas laháricos desarrollados en ese lapso de tiempo.

—El ciclo sedimentario neógeno

La sedimentación terciaria de la Cuchilla de la Tristeza puede ser dividida en dos grandes ciclos tectosedimentarios: el *ciclo sedimentario paleógeno* —que comienza en el Daniano y culmina con la acción de la Fase Pehuénche— y *ciclo sedimentario neógeno*, que comienza con esta fase disatrófica y culmina con la Fase Diaguita (fig. 7).

Durante el lapso de tiempo comprendido entre la acción de ambas fases (Mioceno inferior-Plioceno inferior), se produjo un cuadro tectosedimentario donde se involucran la acción del Corrimiento Sosneado, el volcanismo andesítico de la Formación Huincán y la sedimentación piroclás-

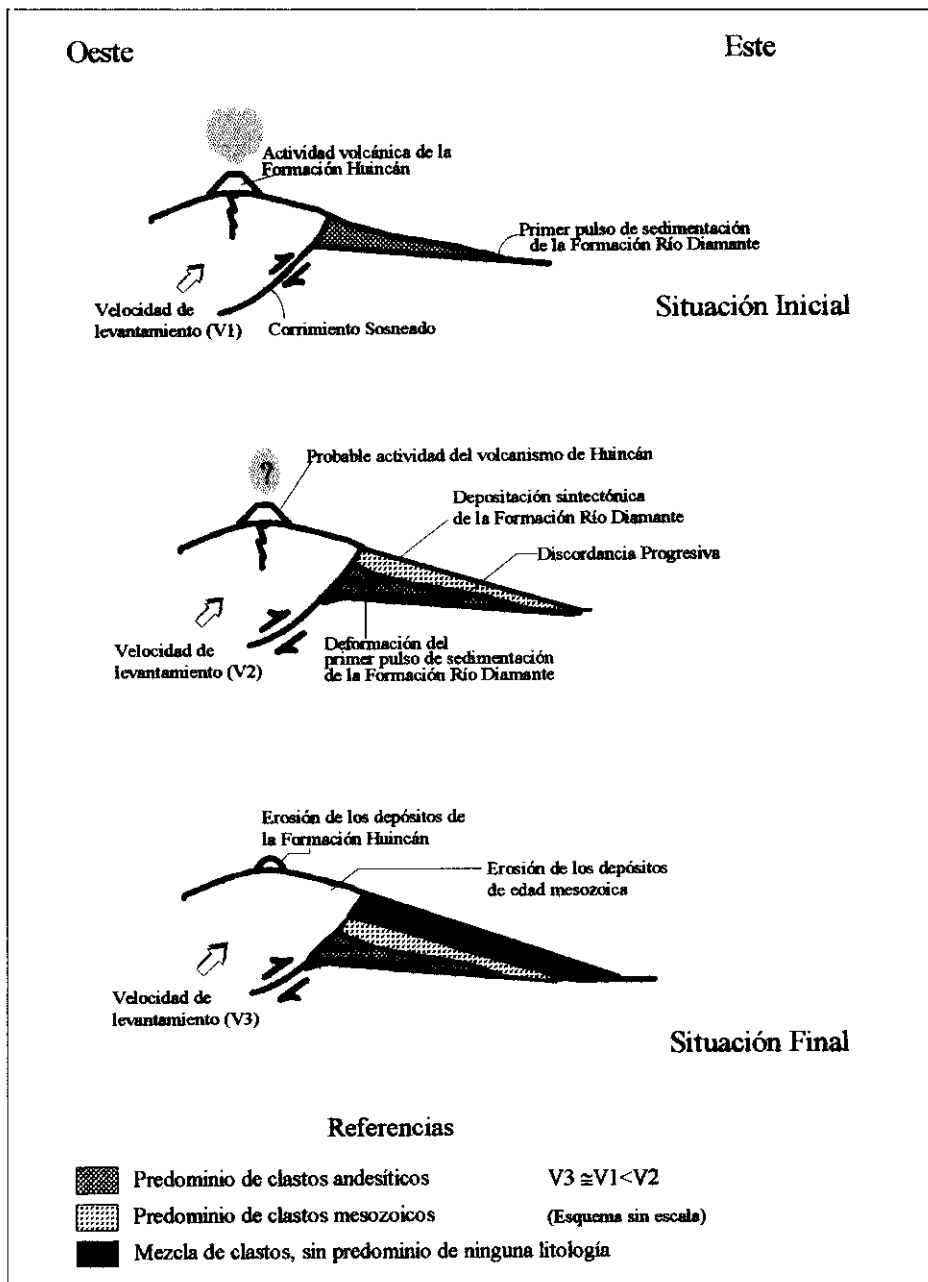


Fig. 5.—Evolución tectosedimentaria de la Formación Río Diamante.

Fig. 5.—Tectosedimentary evolution of Río Diamante Formation.

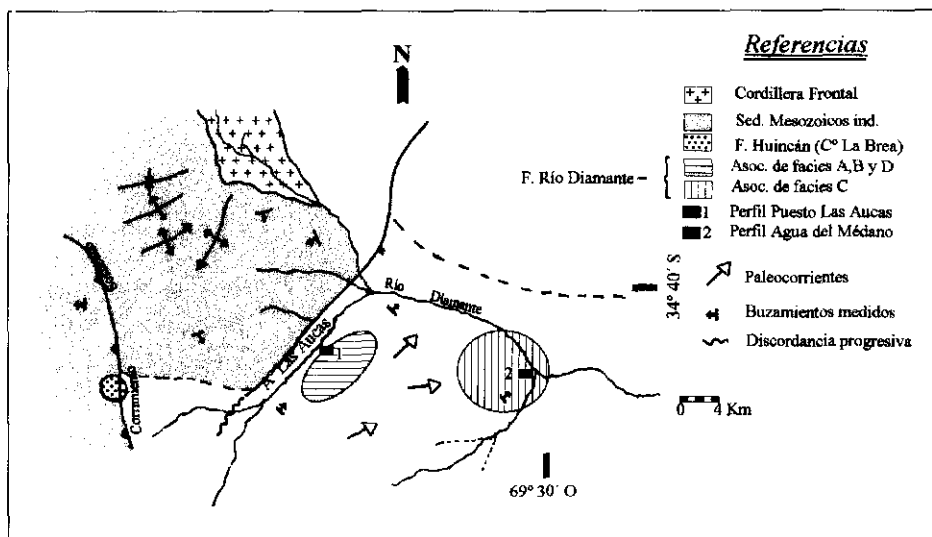


Fig. 6.—Mapa paleogeográfico.
Fig. 6.—Palaeogeographical map.

tica y volcanoclástica correspondiente a las Formaciones Loma Fiera y Río Diamante.

Los centros volcánicos activos no han sido siempre los mismos, sino que han ido cambiando en el tiempo, tal como lo indican las dataciones realizadas en los cuerpos andesíticos de la Formación Huicán (Baldauf *et al.*, 1992 y Baldauf, 1993) y sus procesos laháricos se han ido sucediendo y rellinando la cuenca de antepaís que se desarrolló desde el Mioceno hasta el Plioceno tardío (cfr. Combina *et al.*, 1995). Estos sedimentos son los correspondientes al *ciclo sedimentario neógeno*, que se caracteriza por tener períodos de sedimentación principalmente piroclástica y lahárica (Formación Loma Fiera) y períodos de sedimentación volcanoclástica con retrabajamiento de los materiales piroclásticos y con actividad volcánica atenuada contemporánea (Formación Río Diamante).

Los procesos sedimentarios actuantes no tuvieron una interrupción temporal a nivel regional, por esta razón, el límite inferior de la Formación Río Diamante es transicional con la Formación Loma Fiera. Entonces, los depósitos sedimentarios aquí descritos e interpretados como pertenecientes a abanicos aluviales distales y llanuras de inundación, corresponden a las posiciones más distales, más clásticas y más modernas de los sistemas deposicionales que comenzaron a actuar en el Mioceno.

La posición estratigráfica de esta Unidad ha sido muy discutida, sin embargo, si consideramos lo expuesto anteriormente, se debe considerar que

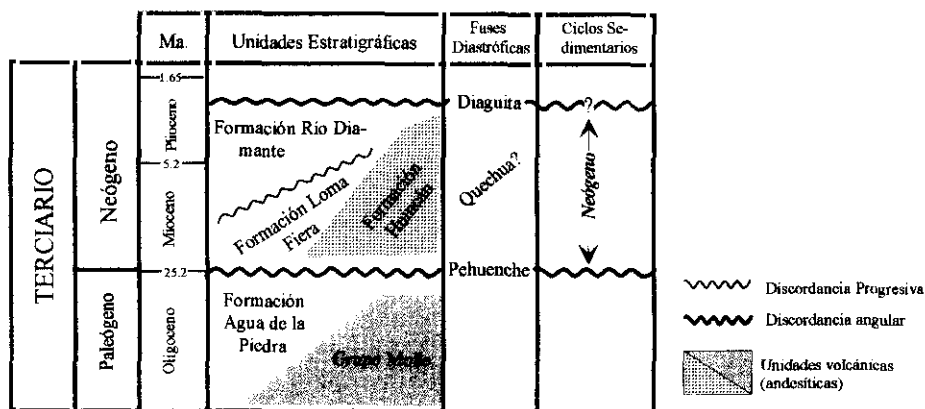


Fig. 7.—Nueva posición estratigráfica de la Formación Río Diamante y del Ciclo Sedimentario Neógeno.

Fig. 7.—Formation Río Diamante and Neogene Sedimentary sequence, new stratigraphic position.

ésta es de edad miocena superior-pliocena inferior, tomando como límite superior de esta Formación la acción de la Fase diastrófica Diaguita, que probablemente tenga menor edad que la registrada para el volcanismo andesítico del área (C° Ventana, 5.3 ± 1.15 Ma. cfr. Baldauf *et al.*, 1992).

CONCLUSIONES

* Se establece que el frente elevado del Corrimiento Sosneado, actuó como principal área de aporte de sedimentos para los abanicos aluviales correspondientes a la Formación Río Diamante.

* El corrimiento Sosneado mantuvo, durante la sedimentación de la Formación Río Diamante, un paulatino aumento de la velocidad de alzamiento, retrabajó las secuencias proximales y medias de los abanicos aluviales y sistemas laháricos y produjo discordancias progresivas dentro de la secuencia sedimentaria.

* Los principales períodos de sedimentación registrados, corresponden a períodos de calma tectónica, como ha quedado evidenciado por la tendencia grano-estrato creciente que muestran los perfiles estudiados. Estos períodos de calma tectónica fueron contemporáneos a períodos de relativa calma volcánica y máximo retrabajamiento de los materiales piroclásticos

* Se estableció un ciclo sedimentario neógeno, que se extiende desde el Mioceno inferior al Plioceno superior y está limitado por la acción de las Fases diastróficas Pehuenche y Diaguita (inferior y superiormente, respectiva-

mente). Dentro de éste, la Formación Río Diamante corresponde al último evento sedimentario, cuyo comienzo es transicional —en el Mioceno tardío— y culmina aproximadamente a los 6 Ma, cuando cesa la actividad del volcanismo contemporáneo.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento al Dr. C. Sansisteban Bové y a los revisores, por la lectura crítica del manuscrito y por las valiosas sugerencias efectuadas sobre el mismo. Esta investigación está financiada por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) y por National Geographic Society («George Washington University Central Argentinian Andes Geochronology Expedition»).

BIBLIOGRAFÍA

- BAULDAF, P. (1993): «Timing of deformation in the central Andean Foreland», Western Mendoza, Argentina, using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating techniques», *Master Thesis*. G. Washington University.
- G. STEPHENS; M. KUNK y F. NULLO (1992): «Argon-Argon ages for the Huincán Intrusive Suite and their implications for the structural development of the Andean Foreland, southern Mendoza Province, Argentina», *Abstract with programs Geol. Soc. Amer.* 24: A128.
- BLAIR, T. (1987): «Sedimentary processes, vertical stratification sequences, and geomorphology of the Roaring River Alluvial fan, Rocky Mountain National Park, Colorado». *Journ. Sed. Petr.* V.57 (1) : 1-18.
- COMBINA, A. y F. NULLO (1992): «Evolución tectosedimentaria del Terciario Continental de la Cuchilla de La Tristeza, Cordillera Principal, Mendoza», *Actas Jornadas Académico-Científicas, U.N.R.C.*: Ex 47.
- F. NULLO y G. STEPHENS (1993): «Depósitos Terciarios en el pie de sierra del área de las Aucas, sur de Mendoza», *XII Cong. Geol. Arg. y II Cong. de Expl. de Hidr.* Actas II: 180-186.
- (1995): «Miocene uplift of the southern Andes and their related foreland basin», *IAS-16th Reg. Meeting of Sedimentology-5thme Cong. Français de Sédimentologie-ASF Book of abstracts, 1995. Publ. ASF, Paris*, n.º 22 : 43.
- F. NULLO y G. STEPHENS y P. BAULDAF (1994): «Paleoambientes sedimentarios de la Formación Agua de la Piedra, Cordillera Principal, Mendoza», *VII Congreso Geológico Chileno Actas*, vol. I, 418-424.
- FLEMINGS, P. y T. JORDAN (1990): «Stratigraphic modeling of foreland basins: interpreting thrust deformation and lithosphere reology», *Geology*, 18: 430-434.
- FISHER, R. V. y H.-U. SCHMINCKE (1984): *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlang, Nueva York, 472 pp.
- GRAHAM, S.; R. TOLSON; P. DECELLES; R. INGERSOLL; E. BARGAR; M. CALSWELL; W. CAVAZZA; D. EDWARDS; M. FOLLO; J. HANSCHY; L. LEMKE; I. MOXON; R. RICE; G. SMITH y J. WITHE (1986): «Provenance modelling as a technique for analysing source te-

- rrane evolution and controls on foreland sedimentation», en *Foreland Basins* P. Allen y P. Homewood (eds.), *Spec. Publ. Int. Ass. Sediments*, 8: 425-436.
- HAUGHTON, P. D. W. (1993): «Simultaneous dispersal of volcanoclastic and non-volcanoclastic sediment in fluvial basins: examples from the Lower Old Red Sandstone, east-central Scotland», en *Alluvial Sedimentation*, M. Marzo y C. Puigdefábregas, *Spec. Publ. Int. Ass. Sediments*, 17: 451-471.
- JORDAN, T. y P. FLEMINGS (1990): «Análisis teórico de la estratigrafía de cuencas de antepaís durante las deformaciones episódicas», *III Reun. Arg. Sed. Actas*, 151-162.
- NEMEC, W. y R. STEEL (1984): «Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits», en *Sedimentology of gravels and conglomerates*, E. H. Koster y R. J. Steel (eds.) *Can. Soc. Petr. Geol. Mem* 10: 1-31.
- PALMER, B. y A. WALTON (1990): «Accumulation of volcanoclastic aprons in the Mount Dutton Formation (Oligocene-Miocene), Marysvale volcanic field». *Geol. Soc. America Bull.*, 102: 743-748.
- PASCUAL, R. (1984) «La sucesión de las Edades-mamífero, de los climas y del diastrofismo sudamericanos durante el cenozoico: Fenómenos concurrentes», *Anal. Acad. Nac. Cs. Ex. Fis. Nat. Bs. As.* 36: 15-37.
- PERRY, W. J.; D. ROEDER y D. LAGESON (1984): «North american thrust-faulted terranes», *A.A.P.G. Reprint series* n.º 27.
- RAMOS, V. y F. NULLO (1993): «El volcanismo de arco cenozoico», en *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, V. Ramos (ed.), *XII Congr. Geol. Arg. y II Congr. de Expl. de Hidr. Relatorio*, I (12): 149-160.
- RUST, B. R. (1978): «Depositional models for braided alluvium. In *Fluvial Sedimentology*, Miall, A. (ed.). *Can. Soc. Petr. Geol.*, Mem. 5: 605-625.
- SMITH, G. A. (1987): «The influence of explosive volcanism on fluvial sedimentation: The Deschutes Formation (Neogene) in Central Oregon», *Jour. Sed. Petrol.*, 54 (4): 613-629.
- STEPHENS, G.; F. NULLO y P. BALDAUF (1991): «Geometry and structural history of the Sosneado thrust fault and earlier basement-core folds, southern Mendoza Province, Argentina», *Abst. with progr. Geol. Soc. Amer.* 23: A139.
- VAZQUES J. y R. GORROÑO (1980): «Límite de la faja plegada de la República Argentina», *Asoc. Geol. Arg. Revista*, T. XXXV (4): 582-585.
- WELLS, S. y A. HARVEY (1987): «Sedimentological and geomorphic variations in storm-generated alluvial fans, Howgills Fells, northwest England». *Geol. Soc. Amer. Bull.* 98: 182-198.
- YRIGOYEN, M. (1993): «Los depósitos sinorogénicos terciarios», en *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, V. Ramos (ed.) *XII Congr. Geol. Arg. y II Congr. de Expl. de Hidr. Relatorio*, I (11): 123-148.

Manuscrito recibido: 29 de junio 1995

Manuscrito aceptado: 1 febrero 1996