

ESTUDIO ESTRUCTURAL DEL PIEDEMONTESUBANDINO DE LA CORDILLERA ORIENTAL DE LOS ANDES, REGION DE SAN RAMON, PERU

JEAN F. DUMONT
JOSE ARANA S.

ORSTOM, 213 rue La Fayette, 75010 Paris, Francia
Instituto Geofísico, Avda. Armendáriz 497, Lima 21, Perú

RESUMEN

El piedemonte de los Andes Orientales del Perú Central se caracteriza, en San Ramón, por la acumulación de capas aluviales conglomeráticas (Formación Cañón) en una paleotopografía diferenciada, probablemente, al comienzo del Plioceno (Cuenca de San Ramón). Estos terrenos están deformados por un acortamiento de dirección NE-SW y sobrescurridos por los terrenos mesozoicos de la cordillera, a lo largo del margen flexurado de la cuenca de San Ramón. La reanudación, en el Cuaternario, de una erosión subsecuente se caracteriza por la aparición de importantes conos aluviales, al pie de la cordillera.

Palabras claves: Estructura, Piedemonte subandino, Andes Orientales, Perú.

ABSTRACT

On the eastern slope of the Eastern Andes, Central Perú, the Amazonian piedmont is clearly marked by the deposition of a conglomeratic apron (Cañón Formation) in a steep paleotopography of probably Early Pliocene age (San Ramón Basin). The Cañón Formation was faulted during a NE-SW shortening, and overthrust by the Mesozoic rocks of the Eastern Cordillera, along the western flexured edge of the San Ramón Basin. A piedmont of alluvial cones was formed by the following erosion during Early Quaternary.

Key words: Structure, Amazonian piedmont, Western Andes, Perú.

INTRODUCCION

El piedemonte oriental de los Andes está caracterizado por una franja de relieve baja pero muy diferenciada, donde se encuentran algunas cuencas de relleno fluvial como las de Pilcopata, Quincemil, Candamo y Tipuani, al sur el Perú y Bolivia (Laubacher *et al.*, 1984). En los Andes del Perú Central, la cuenca de San Ramón (11°10'S y 75°22'-30"W) tiene una posición equivalente, exactamente al pie morfológico de la Cordillera Oriental. En esta parte, la vertiente oriental de los Andes presenta un abrupto morfológico importante al pie del cual se encuentra la ciudad de San Ramón. De oeste a este, sobre menos de 10 km, se pasa de la parte alta de la cadena (cumbres entre 3.500 y 4.000 m s.n.m.) a la zona subandina (cumbres que apenas pasan de los 2.000 m s.n.m.). El río Chancha-

mayo, que constituye actualmente el principal drenaje hidrográfico de la región, recorta esta vertiente con cañones profundos, entre Tarma y San Ramón. La pendiente del río Chanchamayo es de 30-40 m/km al oeste de San Ramón, en la bajada de la vertiente oriental de la Cordillera, pero pasa bruscamente a menos de 10 m/km a la salida de los cañones de San Ramón, razón por la cual desemboca en la zona subandina.

El pie de la vertiente oriental de la cadena alta se superpone, al norte y al sur de San Ramón, al límite transgresivo del Mesozoico Inferior (Trías-Lías del grupo Pucará; Levin, 1974), sobre el batolito tardihercínico del granito de La Merced (Fig. 1). La parte inferior del grupo Pucará contiene niveles de conglomerados con clastos del granito subya-

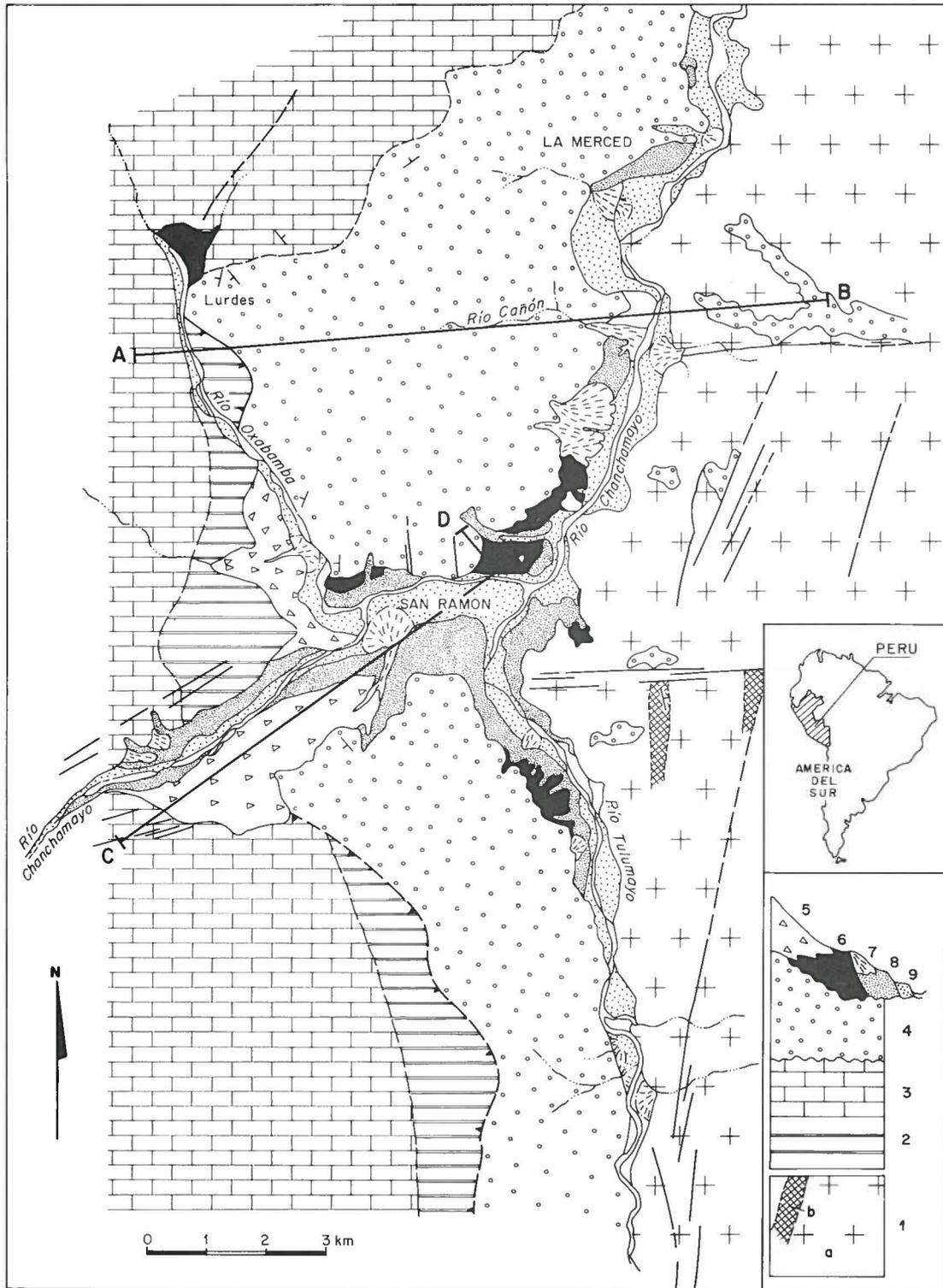
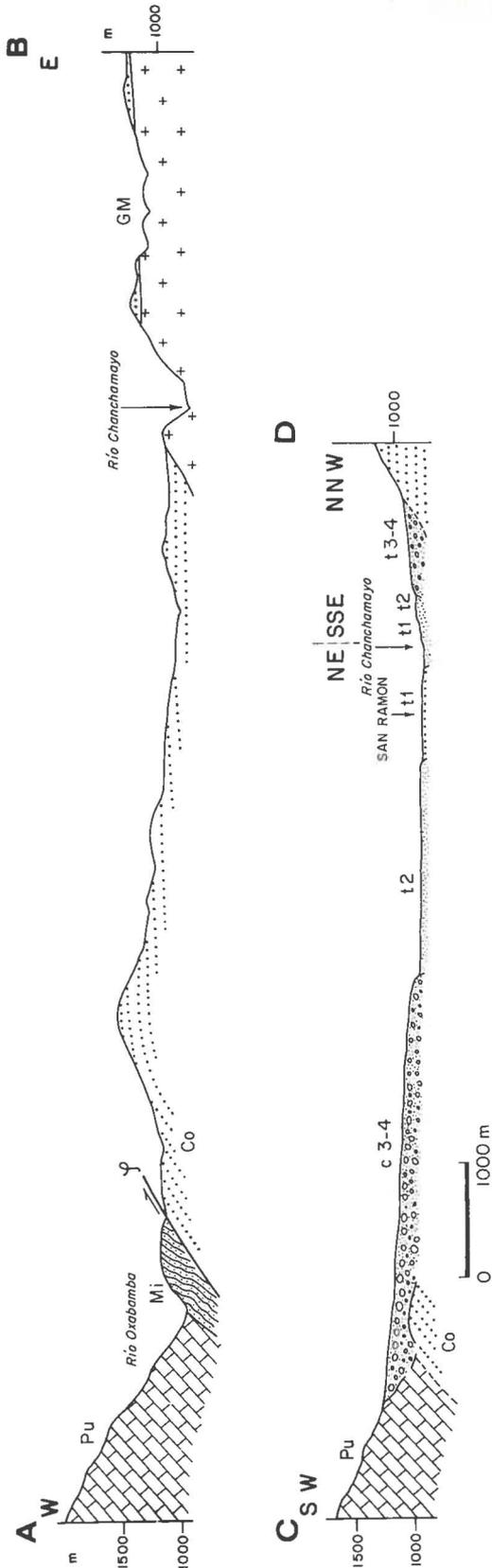


FIG. 1. Esquema geológico de la zona de San Ramón. 1. Granito tardihercínico (a) y septos de terrenos paleozoicos (b); 2. Areniscas de la Formación Mitu; 3. Calizas de la Formación Pucará; 4. Conglomerados de la Formación Cañón; 5. Cono torrencial de San Ramón (Cuaternario antiguo); 6. Terrazas altas del Cuaternario antiguo; 7. Conos torrenciales del Cuaternario medio; 8. Terrazas; 9. Terrazas fluviales recientes.



cente, mientras que terrenos del grupo Tarma (areniscas y esquistos del Pensilvaniano) se presentan como enclaves en el granito (Megard, 1978).

El límite entre Mesozoico y granito está enmascarado por importantes afloramientos de conglomerados fluviales, que rellenan un paleovalle, desplazado hacia el oeste en relación con la posición actual del valle del río Chanchamayo, que se designan con el nombre de Formación Cañón, por el río que recorta el conjunto de los conglomerados, al oeste de La Merced. Se supone que su edad es pliocena, teniendo en cuenta su facies netamente diferente de las capas rojas del Mioceno, que afloran más al este (Megard, 1978) y su posición discordante bajo terrenos cuaternarios antiguos (cono torrencial unido con la terraza alta; Dollfus, 1965; Blanc, 1984). Los depósitos fluviales pliocenos alcanzan 400 m de espesor, aflorando, en partes, hasta el fondo de los valles actuales, pero dominando también, desde muy alto, los tres niveles de terrazas cuaternarias más recientes. Los conglomerados de la Formación Cañón presentan deformaciones tectónicas, flexuras y fallas, localizadas especialmente cerca de la falla que bordea el valle del río Oxabamba. Un contacto tectónico mayor hace que los terrenos mesozoicos (Mitu y Pucará) se dispongan sobre la Formación Cañón (Fig. 2).

Los resultados que aquí se presentan conciernen, sobre todo, al estudio de las deformaciones que afectan los terrenos plio-cuaternarios y su interpretación, en el marco morfo-estructural particular de este sector.

FIG. 2. Perfiles geológicos de la figura 1. Terrazas fluviales del Cuaternario (t1, t2, t3-4) y Cono San Ramón (c3-4); Conglomerados de la Formación Cañón (Co); Calizas Pucará (Pu); Granito tardihercínico y areniscas Mitu (GM).

TERRAZAS CUATERNARIAS

Las terrazas cuaternarias aparecen, de sitio en sitio, a lo largo de la red hidrográfica actual, representada por los ríos Chanchamayo, Tulumayo y Oxabamba (Fig. 1). Los terrenos cuaternarios están representados por terrazas fluviales y conos torrenciales, que empalman con estas terrazas. Dollfus (1965) ha definido, en la cercanía de San Ramón, un sistema de cuatro terrazas escalonadas, a 5, 25, 40 y 80 m de altura sobre el curso mayor del río Chanchamayo. La terraza baja, así como las dos terrazas altas, están constituidas por material fluvial de fuerte energía (cantos rodados decimétricos, bloques métricos esparcidos) que representa un tipo de depósito comparable con aquél que se puede apreciar en el lecho actual

del río Chanchamayo. La terraza intermedia está casi exclusivamente constituida por arena de grano fino en capas regulares, coronada, en parte, cerca de las pendientes, por arenas graníticas poco evolucionadas (cuarzos y feldespatos en granos gruesos, biotita poco alterada).

Al piedemonte de la cordillera, la terraza alta deja el sitio a un cono torrencial muy importante, el cono de San Ramón, el que era alimentado por el valle actual del río Chanchamayo. Sobre una distancia de 4 km, la superficie del cono va bajando de 1.300 a 900 m, altitud a la que empalma con la terraza fluvial alta, situada en el margen izquierdo del río Oxabamba.

LA FORMACION CAÑON

Esta serie está constituida por conglomerados fluviales en el seno de los cuales se intercalan facies lacustres, en la parte superior y oriental de los afloramientos. Los conglomerados heterogéneos y heterométricos están constituidos por cantos redondos o aplanados de dimensiones decimétricas. Se pueden identificar areniscas, cuarcitas y granitos, procedentes de los terrenos paleozoicos y de las areniscas rojas del Mesozoico.

Las guijas de granito están particularmente alteradas y se desagregan al menor choque del martillo. Esta alteración muy avanzada de las guijas de granito constituye la principal diferencia entre el material de los conglomerados de la Formación Cañón y aquél de las terrazas cuaternarias más recientes. Otras diferencias aparecen, por la presencia de un cemento arcilloso o calcáreo en la Formación Cañón, mientras que las terrazas más recientes generalmente no están cementadas.

Los conglomerados de la Formación Cañón están muy poco deformados, salvo cerca del borde occidental de los afloramientos, donde esos terrenos tienen una inclinación de 30-40° hacia el oeste o el suroeste (Fig. 2). Unas fallas acompañan esta importante flexura que lleva a los terrenos del Mesozoico, situados más al oeste, a sobreyacer tectónicamente a la Formación Cañón.

La dinámica de los depósitos de la Formación Cañón muestra una dirección general de sur a nor-

te, de acuerdo con la imbricación de los cantos rodados.

ESTUDIO DE LAS FRACTURAS EN LA FORMACION CAÑON

Numerosas fallas se pueden observar en el borde occidental de los afloramientos, a lo largo del valle del río Oxabamba. Las fallas presentan planos en partes reconocibles sobre varios metros, con estrías y desplazamientos centimétricos hasta pluridecimétricos, fáciles de identificar. La cronología presentada aquí se fundamenta en un número restringido de intersecciones de fallas con cinemática incompatible.

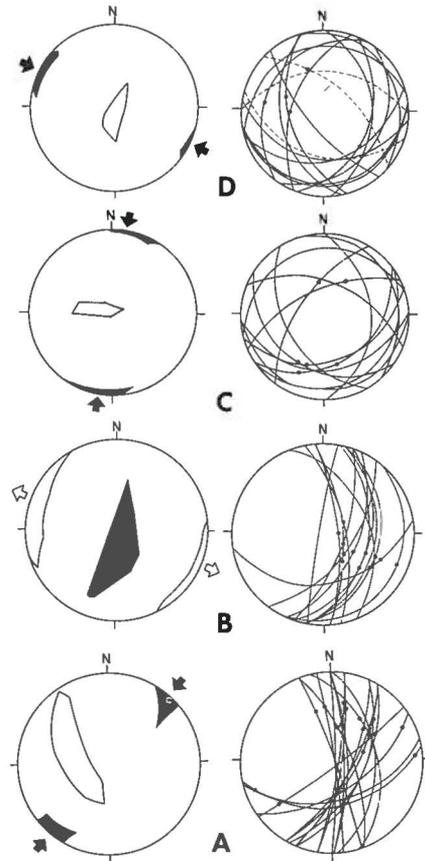
El movimiento más antiguo traduce un acortamiento de dirección NE-SW, claramente expresado por fallas de dirección meridiana a NNE-SSW. Los movimientos correspondientes son diestros/inversos (Fig. 3A). Medidas complementarias de guijeros cortados permiten, con las medidas anteriores, definir la dirección de acortamiento por tratamiento gráfico, con buena precisión (Angelier y Mechler, 1977).

La segunda fase observada es una extensión de dirección WNW-ESE, que se manifiesta por fallas, de buzamiento generalmente menor que en la fase anterior, pero cuyas direcciones generales permanecen idénticas. La dirección acimutal de

las estrías sobre los planos de poco buzamiento permiten precisar la dirección de la extensión obtenida por tratamiento gráfico (Fig. 3B).

Las dos fases más recientes han sido observadas en los conglomerados de la Formación Cañón, y en los terrenos sobreyacentes y discordantes del cono torrencial de San Ramón (Cuaternario antiguo). Pocas fallas les corresponden, y éstas están localizadas únicamente en el valle del río Oxabamba. En cambio, estas fases se expresan claramente por los guijarros estriados y, además, son las únicas deformaciones tectónicas observables en los afloramientos del Plioceno, que están alejadas de la zona de flexura del río Oxabamba. La dirección del acortamiento más reciente, según algunos acortamientos de estrías, es WNW-ESE (Fig. 3D). Se ha observado otra dirección de acortamiento, notablemente ortogonal, NNE-SSW (Fig. 3C), que, localmente, puede llegar a manifestarse mejor que el acortamiento WNW-ESE.

FIG. 3. Representación estereográfica de los datos estructurales. A la derecha, planos de deslizamiento; a la izquierda, tratamiento gráfico por el método de los diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977).



CONCLUSIONES SOBRE LA EVOLUCION MORFO-TECTONICA DEL PIEDEMONTE

Al nivel de San Ramón, el piedemonte morfológico de la Cordillera Oriental corresponde a un accidente tectónico que sobresurre, de oeste a este, los conglomerados fluviales del Plioceno. Las fallas que corresponden a esta fase indican un acortamiento de dirección NE-SW; es la deformación más antigua actualmente reconocida en los terrenos pliocenos. La geometría de los planos de fallas, en la cartografía del accidente, indican que un importante componente diestro acompaña al movimiento inverso. La flexura observada en los conglomerados del Plioceno ha sido provocada por este cabalgamiento.

El cabalgamiento, acompañado o seguido por un sollevamiento de la Cordillera Oriental, ha sido acortado, al principio del Cuaternario, por una modificación del perfil de la quebrada del río Chanchamayo, marcado por un importante cono torrencial en la desembocadura de este valle, sobre la

depresión del Plioceno. La localización de este cono da testimonio de un desequilibrio morfológico brusco, que debe estar relacionado con el cabalgamiento de la cordillera sobre los conglomerados del Plioceno. Un efecto secundario, pero probablemente precoz (era definitivo en la época del cono mayor de San Ramón) de esta tectónica es haber empujado el valle cuaternario de los ríos Tulumayo y Chanchamayo al extremo del borde oriental de la antigua depresión pliocena: el valle cuaternario va, de esta manera, a superponerse en los granitos, a pesar de su mayor resistencia que aquélla de los conglomerados pliocenos alterados y mal cementados que afloran en el margen izquierdo. El ahondamiento de los valles cuaternarios, que ya en la época de las terrazas antiguas son muy inferiores al nivel más alto de los sedimentos pliocenos, muestra que un sollevamiento ha afectado también la zona subandina. Aunque más modera-

do, este alzamiento parece sincrónico de aquél de la cordillera.

La importancia y los efectos morfológicos de las fases tectónicas más recientes no son muy claros todavía. En particular, el papel de la fase distensiva, a la cual sería tentador atribuir ciertas

fallas probables (a menudo muy difíciles de caracterizar, a causa de la vegetación), que desplazan el nivel más alto de los conglomerados pliocenos en 150-200 m. Con mucha probabilidad, la incidencia de la distensión, en estos fenómenos, es muy reducida.

AGRADECIMIENTOS

El estudio ha sido hecho en el marco de un convenio entre el IGP (Instituto Geofísico del Perú) y el ORSTOM (Office de Recherche Scientifique des Territoires d'Outre Mer) (UR 105). Se agradece el

apoyo prestado por el Ingeniero E. Deza del IGP en la realización de este trabajo. Es una contribución al Proyecto 202, Megafallas de Sudamérica del PICG.

REFERENCIAS

- ANGELIER, J.; MECHLER, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. Bulletin de la Société Géologique de France, Vol. 19, No. 6, p.1309-1318.
- BLANC, J.L. 1984. Néotectonique et seismotectonique des Andes du Pérou central dans la région de Huancaayo. Thèse 3me. cycle, Université de Paris Sud, Orsay, 161 p. Paris, France.
- DOLLFUS, O. 1965. Les Andes Centrales du Pérou et leur piémont (entre Lima et le Perene). Etude géomorphologique. Travaux de l'Institut Français d'Etudes Andines, Vol. 10, 404 p. Lima, Pérou.
- LAUBACHER, G.; HERAIL, G; FORNARI, M.; SEBRIER, M. 1984. Le piémont amazonien des Andes Sud-Orientales du Pérou (Marcapata, Inambari). In Montagnes et piémonts, R.G.P.S.O., p. 71-84. Toulouse, France.
- LEVIN, P. 1974. Die Pucara Sedimente im Chanchamayo-Gebiet in Ost Peru. Geologische Rundschau, Vol. 63, No. 1, p. 347-356.
- MEGARD, F. 1978. Etude géologique des Andes du Pérou Central. Mémoires ORSTOM, No. 86, 310 p. Paris, France.