



Estructuras extensionales en un contexto transpresivo durante el Mioceno inferior: Compatibilidad dinámica en el sistema de fallas Nasca al oeste de Puquio, Ayacucho, Sur del Perú

Daniel E. Torres, Luis Muñoz, Luis Ayala, Luis Coba, Juan Martínez, y Luis Cerpa

Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Av. Canadá 1470, San Borja, Lima, Perú (dtorres@ingemmet.gob.pe)

1. Introducción

En márgenes continentales donde el vector de convergencia es oblicuo con respecto al contacto entre placas se genera una zona de deformación, en la cual coexisten cizalla simple y acortamiento horizontal paralelo y a través de ella, a esta deformación se le denomina transpresiva (Sanderson y Marchini, 1984; Tikoff y Teyssier, 1994). La evolución del Mioceno en la Cordillera Occidental del Sur del Perú está caracterizada por este tipo de deformación (Torres et al., 2010; Torres, 2011; Carlotto, 2013); cuyas estructuras de rumbo regionales han controlado la evolución geodinámica de diversas cuencas y altos estructurales (Carlotto et al., 2005); eg. Tinajani (Flores & Rodriguez, 1999); Descanso-Yauri (Cerpa & Meza 2001), Condorama (Torres, 2011), el umbral Cusco-Puno (Carlotto, 2002) y como en el caso de este estudio, una zona en extensión dominada por fallas normales y fallas de rumbo. El presente trabajo se basa en el cartografiado geológico, microtectónica en estrías de falla y pliegues, relaciones de corte de las fallas mayores y a las unidades litoestratigráficas identificadas en campo durante la actualización del cuadrángulo de Puquio que desarrolló el INGEMMET durante el año 2012, dentro del proyecto GR26 (ex-GR13), con lo cual se ha podido describir los principales rasgos y estilos estructurales del Sistema de Fallas Nazca (SFN) (Fig. 1) y su relación con la tectónica regional.

2. Marco geológico y tectónico del sistema de fallas Nasca (SFN)

La geometría global del SFN consiste de segmentos de rumbo oeste-noroeste (N110°) de decenas de kilómetros de largo, los cuales en algunos casos se traslapan entre sí; en estas zonas de traslape es común encontrar lineamientos geomorfológicos “en échelon” de orientación noreste (N40°) este arreglo espacial es similar a una estructura de tipo “step-over” transcurrente (Fig. 2A). En el área de estudio el SFN corta rocas volcánicas de las formaciones Tantarà y Sacsacero del Eoceno- Oligoceno (Peo-c1 y Peo-c2 respectivamente), así como a tres unidades de depósitos de flujos piroclásticos pertenecientes a la secuencia volcánica Jolapata (Cerpa et al., 2013), Nm-jo/1, Nm-jo/2 y Nm-jo/3 que poseen edades Ar/Ar de 20.1 ± 0.1 Ma, 18.8 ± 0.1 Ma y de 18 ± 0.1 Ma respectivamente (Roperch et al., 2011) que suprayacen en leve discordancia angular a la Formación Castrovirreyna (Fig. 2A).

3. Descripción de las estructuras

El SFN está representado por dos fallas transcurrentes sinestrales, la Falla 1 y la Falla 2, las cuales interactúan entre sí generando un “restraining stepover” (Christie-Blick & Biddle, 1985; McClay & Bonora, 2001) o zona de contracción generada entre las fallas al migrar la energía de deformación de la falla 2 a la Falla 1. La Falla 1 se

prolonga hacia el norte donde se flexiona cambiando su rumbo de N110° a N150°; este cambio en la orientación de la Falla 1 produce lo que se conoce como un “restraining bend” (McClay & Bonora, 2001) contracción generada al cambiar el ángulo entre el plano de falla y los esfuerzos horizontales que han generado las estructuras transcurrentes, el cual se evidencia por los afloramientos de las rocas más antiguas de la Fm. Castrovireyna (Eoceno-Oligoceno) generando el flanco oeste de una estructura en flor positiva (Christie-Blick & Biddle, 1985;

Sylvester, 1988). La zona de traslape entre las fallas 1 y 2 se encuentra dominada por fallas extensionales “en échelon” de orientación N50°, mientras que el exterior de la zona de traslape está dominado por pliegues marginales a las fallas principales que presentan trazas o formas sigmoidales y poseen una orientación N140° (Fig. 2A) a priori la orientación de las estructuras confirman su desarrollo en un sistema transpresivo (Fig. 2D, E) el cual se comparará con el análisis cinemático en la discusión.

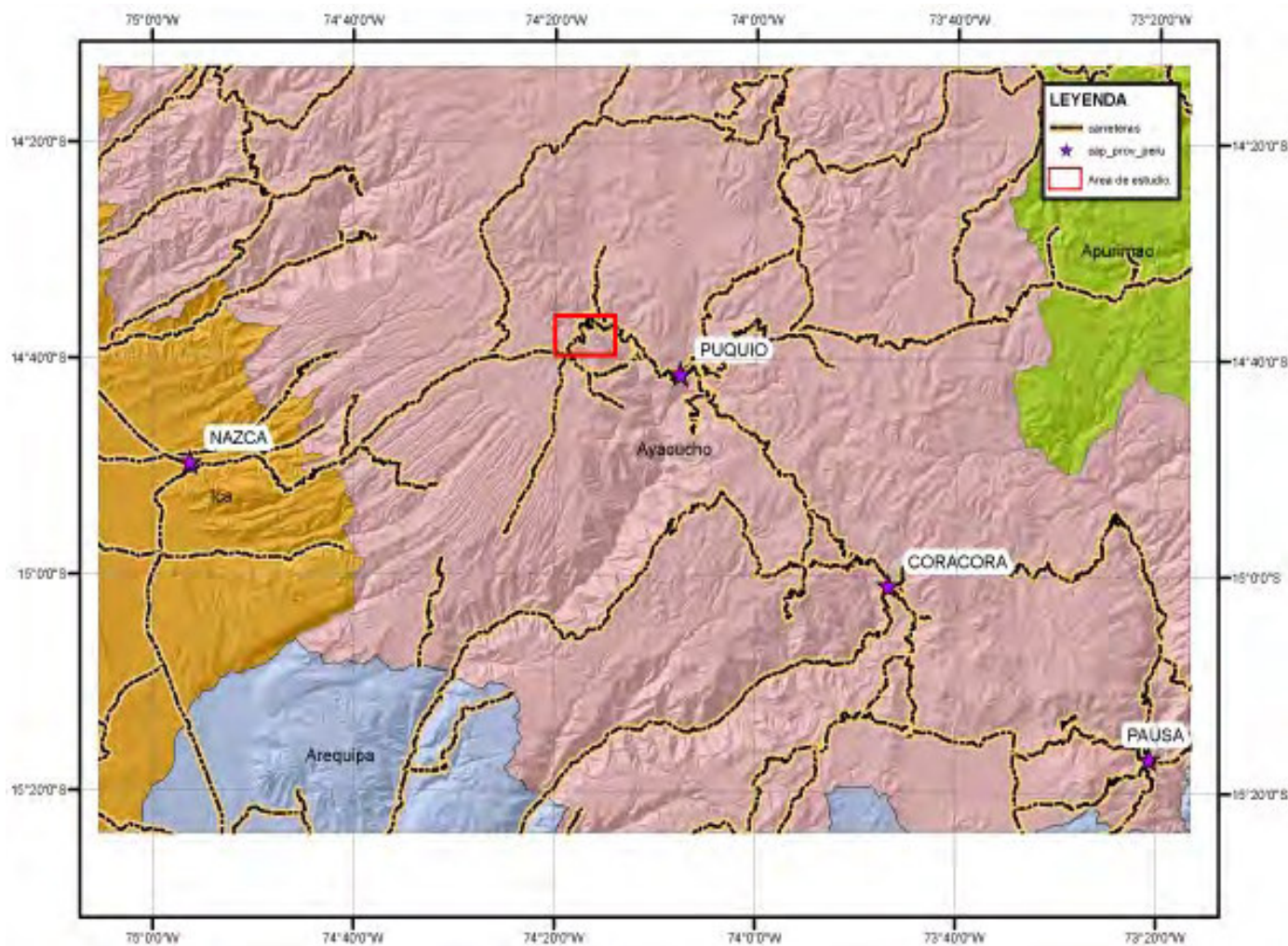


Figura 1. Plano de ubicación de la zona de estudio.

4. Análisis cinemático de la deformación frágil

El análisis microtectónico se ha tomado en conspicuas fallas normales (Figs. 2B, 2C) en la zona de traslape entre las fallas 1 y 2. De los resultados hemos individualizado 2 eventos en los cuales se muestran distintos estados en la evolución de la estructura. Todas las fases ocurrieron durante el Cenozoico.

El primer evento (~18-16 Ma) está registrado por un movimiento sinistral-inverso que ha generado las fallas 1 y 2 y todas las estructuras asociadas, incluyendo los pliegues marginales. Este movimiento transpresivo generó las zonas de traslape que representan a las estructuras de acomodo producidas por las irregularidades y segmentación del sistema en esta zona

(la cinemática de las fallas 1 y 2 involucró mayormente movimientos horizontales, mientras que en las estructuras de acomodo comúnmente también tuvieron componentes verticales, que se les conoce como “movimientos fuera del plano”, es decir fuera del movimiento principal del plano de falla). Los datos de microtectónica para esta etapa indican una dirección de extensión o compresión mínima (σ_3) N135° (estaciones de color celeste en la Figura 2A) y puesto que la superficie terrestre sólo puede albergar esfuerzos paralelos o perpendiculares (Anderson, 1951) se puede tomar N045° como eje de compresión máxima (σ_1).

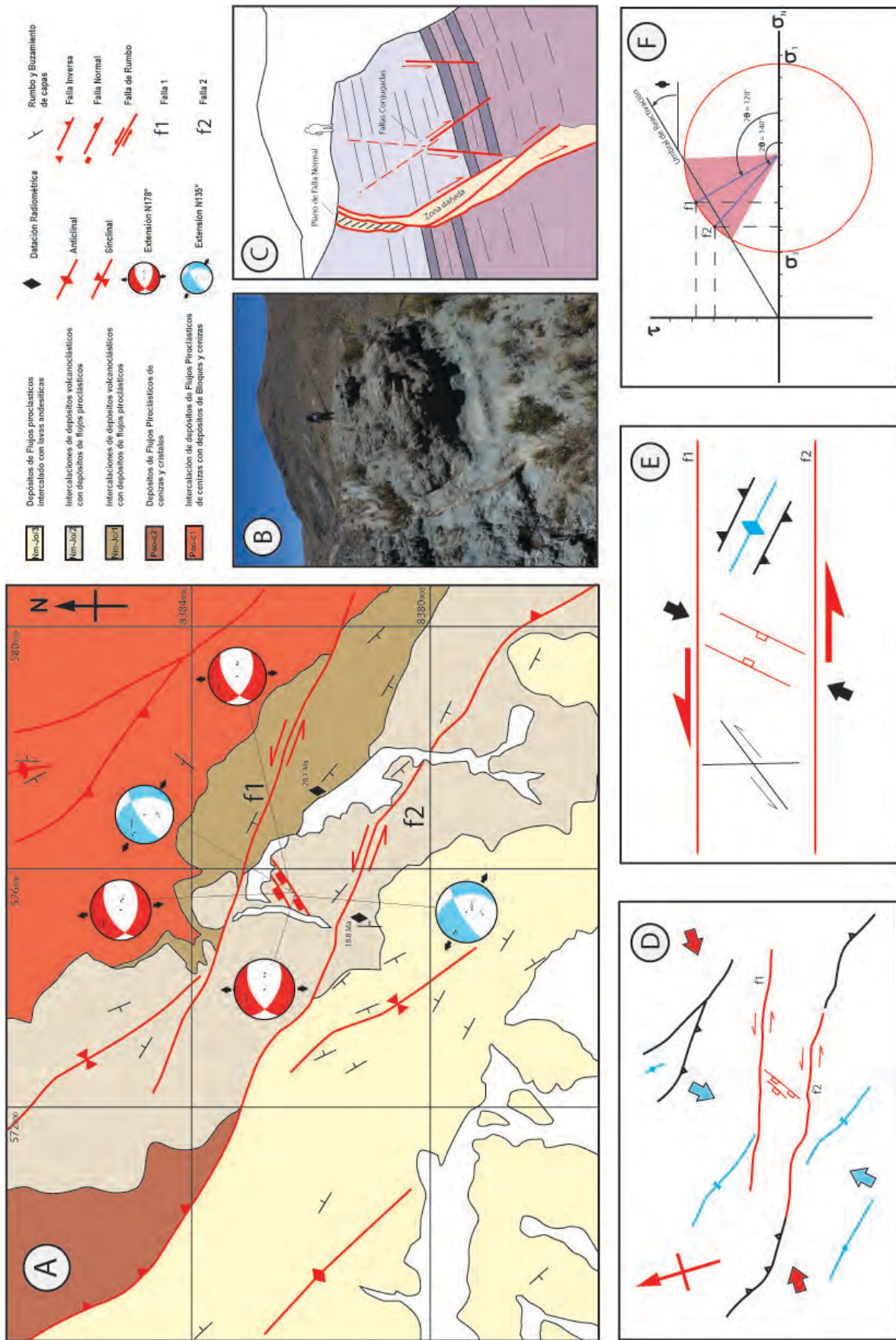


Figura 2. El sistema de fallas Nasca entre 14°35' S y 14°40' S. (A) Mapa geológico de la zona de estudio (modificado de Cerpa et al., 2012): nótese la zona de debilidad generada entre las fallas f1 y f2. (B) Falla normal con datos de microtectónica. (C) Interpretación de la fotografía anterior, resaltando la zona de daño cuya permeabilidad es evidente al encontrarse completamente alterada. (D) Mapa estructural de la zona donde se incluyen los dos eventos tectónicos determinados N045° (en celeste) y N088° (en rojo). (E) Modelo teórico en transpresión que se correlaciona perfectamente con el evento N045° (en celeste). (F) Demostración gráfica donde se ve claramente que el segundo evento (N088°, en rojo) reactivó las fallas f1 y f2.

En el segundo evento (~11? Ma), las principales estructuras se reactivaron y la actividad en la falla 2 se acentuó. A comienzos de esta etapa se empezó a generar la estructura en flor positiva en donde se flexionó la falla, incrementando el acortamiento en esta zona y poniendo en contacto los estratos eocenos-oligocenos de la Formación Tantará con la parte superior de la secuencia volcánica Jolapata. El nuevo movimiento sinistral ocasionó que la traza de los pliegues marginales tomara una forma sigmoidal. Los datos microtectónicos para esta etapa indican una dirección de extensión o compresión mínima (σ_3) N-S (estaciones en rojo, Fig. 2A).

Del análisis anterior se puede tomar la orientación del eje de compresión máxima (σ_1) como E-O. La dinámica del primer evento es un clásico evento transpresivo con σ_1 orientado N045°, que generó ambas fallas sinestrales (1 y 2) de rumbo N110° y N120° respectivamente, las cuales se representan perfectamente cizallas de Riedel de tipo "R₁", que se desarrollan con bajo ángulo en relación a la zona de desplazamiento principal (cuya orientación esté controlada probablemente por una estructura más antigua y profunda) en respuesta al criterio de Navier-Coulomb, así como estructuras menores asociadas al movimiento transcurrente como pliegues y fallas normales perpendiculares y paralelas a la dirección de σ_1 , respectivamente (Figs. 2D, 2E).

El segundo evento evidencia la reactivación de este sistema que se demuestra fácilmente al aumentar el ángulo θ entre el eje σ_1 (E-O, o N090°) y la orientación de la normal al plano de falla 1 que equivale aproximadamente a N030°, con lo que gráficamente se puede demostrar en el círculo de Mohr (Fig. 2F). Para $\theta_1 = 70^\circ$ y un estrés diferencial mayor, igual e incluso levemente menor que el del primer evento, se tiene una reactivación en la falla 1 (igualmente se reactivará la falla 2 con $\theta_2 = 60^\circ$; Fig. 2F) y que además haya producido la forma sigmoidal de los pliegues marginales.

5. Discusión

Existe un debate sobre el estilo tectónico dominante en la Cordillera Occidental de los Andes del Sur del Perú (Sempere & Jacay, 2006; Carlotto, 2013), donde se discute la cinemática de las estructuras durante el Cenozoico. Sin embargo, poco se ha considerado la interacción de estructuras más antiguas con la deformación actual (Ramos, 2009).

En realidad muchas estructuras de alto ángulo con cohesión más baja que la roca circundante se han reactivado, gracias a una partición de esfuerzos, como fallas transcurrentes durante el Paleógeno-Neógeno, dependiendo de su orientación con respecto al margen continental, y por lo tanto generando zonas de transpresión (Torres et al., 2010) y transtensión locales dependiendo de las flexiones o traslapes entre las estructuras de rumbo, por lo que es fácil asociar estructuras extensionales (*i.e.*, fallas normales) a estas zonas de transtensión local (*sensu* Fossen, 2010).

Lo que se demuestra en este trabajo es la presencia de sistemas completos de fallas normales en transpresión como estructuras de acomodo de tipo *out of plane* durante

el Mioceno inferior.

El caso descrito es este trabajo indica que en sistemas transpresivos se pueden generar importantes sistemas extensionales, sin que estén asociados a una transtensión local (*sensu* Fossen, 2010).

Referencias

- Anderson, E.M. 1951. The dynamics of faulting. Oliver and Boyd, Edinburgh, 206 p.
- Carlotto, V. 2013. Paleogeographic and tectonic controls on the evolution of Cenozoic basins in the Altiplano and Western Cordillera of southern Peru. *Tectonophysics*, v. 589, p. 195-219.
- Carlotto, V., Jaillard, E., Carlier, G., Cárdenas, J., Cerpa, L., Flores, T., La Torre, O., Ibarra, I. 2005. Las cuencas terciarias sinorogénicas en el Altiplano y en la Cordillera Occidental del Sur del Perú. *Sociedad Geológica del Perú*, volumen especial nº 6, p. 103-126.
- Carlotto, V., Carlier, G., Jaillard, E., Mascle, G., Cárdenas, J., Fornari, M., Cerpa, L. 2002. Paleogeographic control in the evolution of Tertiary basins in the Western Cordillera and Altiplano of southern Peru (Condoromacuzco-Ayaviri). 5th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), Toulouse, Francia, ORSTOM ed., 117 p.
- Cerpa, L., Muñoz, L., Martínez, J., Cereceda, C., Siesquén, D., Caba, L., Torres, D., Ayala, L. 2012. Mapa geológico del cuadrángulo de Puquio (30ñ-IV). INGEMMET, Mapas geológicos, productos GR13.
- Cerpa, L., Meza, P. 2001. Las cuencas neógenas del sur del Perú: la Cuenca Descanso-Yauri (Mioceno): evolución sedimentológica y tectónica. Tesis de Ingeniero, Universidad San Antonio Abad, Cusco, 130 p.
- Flores, T., Rodríguez, R. 1999. Las cuencas neógenas del sur del Perú: la cuenca Tinajani: evolución sedimentológica, estratigráfica, paleogeográfica, y tectónica (Ayaviri, Puno). Tesis de Ingeniero, Universidad San Antonio Abad, Cusco, 68 p.
- McClay, K., Bonora, M. 2001. Analog models of restraining step-overs in strike-slip fault systems. *AAPG Bulletin*, v. 85, p. 233-260.
- Ramos, V. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and Andean orogenic cycle. In: Kay, S., Ramos, V., Dickinson, W. (eds.), *Backbone of the Americas: Shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision*: Geological Society of America Memoir, v. 204, p. 31-65.
- Roperch, P., Carlotto, V., Ruffet, G., Fornari, M. 2011. Tectonic rotations and transcurrent deformation south of the Abancay deflection in the Andes of southern Peru, *Tectonics*, v. 30, TC2010.
- Sanderson, D., Marchini, W. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, v. 6, p. 449-458.
- Sempere, T., Jacay, J. 2008. Anatomía de los Andes Centrales: Distinguiendo entre Andes Occidentales, magmáticos, y Andes Orientales, tectónicos. Resúmenes extendidos, XIV Congreso Peruano de Geología, Lima.
- Sylvester, A.G. 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1666-1703.

- Tikoff, B., Teyssier, C. 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, v. 16, p. 1575-1588.
- Torres, D. 2011. Estratigrafía, sedimentología y tectónica de la cuenca Condoroma (Mioceno), Arequipa, Sur del Perú. Tesis de grado, Universidad Nacional de Ingeniería, 179 p.
- Torres, D., Cerpa, L., Muñoz, L., Carlotto, V. 2010. Evolución tectónica-estructural de una cuenca intramontañosa transpresiva: la cuenca Condoroma, Arequipa, Sur del Perú. Resúmenes extendidos, XV Congreso Peruano de Geología, p. 822-825.