

EVIDENCIA DE UN NUEVO BLOQUE TECTÓNICO EN EL PERÚ “EL SLIVER INCA” Y ESTADO ACTUAL DE DEFORMACIÓN INTER-SÍSMICA EN LA ZONA DE SUBDUCCIÓN NOR-ANDINA A PARTIR DE MEDICIONES GPS

J.C. Villegas Lanza^{1,2}, J.-M. Nocquet^{2,3}, M. Chlieh^{2,3}, P. Mothes⁴, F. Rolandone⁵, P. Jarrin⁴, D. Cisneros⁶

juancarlos.villegas@igp.gob.pe; nocquet@geozur.unice.fr; chlieh@geoazur.unice.fr

¹Instituto Geofísico del Perú, ²Univ. Nice Sophia Antipolis – Geoazur Laboratory – France

³Institut de Recherche pour le Développement – France, ⁴Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional - Ecuador, ⁵Univ. Pierre et Marie Curie - France, ⁶Instituto Geográfico Militar – Ecuador.

RESUMEN

Durante las últimas dos décadas las herramientas de geodesia espacial, en particular el sistema de posicionamiento global (GPS), han contribuido a mejorar el conocimiento y comprensión de los procesos de deformación cortical y del ciclo sísmico. Hoy en día el GPS permite cuantificar los desplazamientos de posición de un punto sobre la tierra con un nivel de precisión del orden del milímetro. La zona de convergencia de las placas de Nazca bajo la Sudamericana es una de las más activas del Cinturón del Fuego del Pacífico. Los estudios geodésicos hasta ahora efectuados en esta región han permitido conocer que la interfaz de subducción presenta un alto nivel de acoplamiento o bloqueo mecánico que induce deformación elástica y permanente en superficie. Desde la década del 90, este tipo de estudios se han venido efectuando en casi todo el margen de subducción de Sudamérica, no obstante, en la región norte de Perú y sur de Ecuador aún no, por tanto se desconoce su nivel actual de deformación y su potencial sísmico. En este trabajo se presentan los resultados de las primeras mediciones de deformación activa con GPS en el margen de subducción del norte de Perú y sur de Ecuador, un segmento de la subducción en el que no ocurre un gran terremoto ($M > 8.0$) desde hace más de 5 siglos. Los resultados revelan el movimiento divergente de dos grandes slivers tectónicos: el sliver Nor-Andino en Ecuador y Colombia, y un nuevo sliver tectónico en el norte de Perú, al cual le hemos denominado “sliver Inca”, que se desplazan a una velocidad de 9 mm/yr en dirección NE y 6 mm/yr en dirección SE, respectivamente. Nuestros resultados muestran además que un segmento de esta zona de subducción de aproximadamente 1000 km de largo presenta un bajo nivel de acumulación de esfuerzos, por tanto la convergencia en esta región se acomoda principalmente de manera asísmica.

INTRODUCCIÓN

La ocurrencia de grandes terremotos en zonas de subducción está asociada al proceso de convergencia de placas. Este proceso genera acumulación de esfuerzos elásticos en la interfaz de placas, los cuales al alcanzar cierto umbral de resistencia a la ruptura se liberan súbitamente dando lugar a los terremotos y eventuales tsunamis. Entre las zonas en donde estos procesos tienen lugar, el margen de subducción de América del Sur ha experimentado la ocurrencia de 3 de los más grandes terremotos hasta ahora registrados por los sismómetros, (1906 $M_w=8.8$ en Colombia-Ecuador, 1960 $M_w=9.5$ en el Sur de Chile, 2010 $M_w=8.8$ en Chile central). Casi el total de este margen de subducción ha sufrido ruptura a través de grandes terremotos; así lo evidencian los recientes eventos y los archivos históricos que datan del siglo XVI desde la llegada de los conquistadores españoles [Kelleher, 1972; Silgado, 1978]. Contrastando con esta fuerte sismicidad, un segmento de ~1000 km de largo, comprendido entre el norte de Lima en Perú y sur de Ecuador permanece en silencio sísmico desde hace al menos 5 siglos, sin que se sepa si la ausencia de grandes terremotos obedece a periodos de recurrencia muy grandes entre eventos (>500 o 1000 años) o bien, a la débil acumulación de energía sísmica en la interfaz de subducción.

Las herramientas de geodesia espacial, en particular el GPS (Sistema de Posicionamiento Global), permiten medir con nivel de precisión del orden del milímetro los desplazamientos y/o deformaciones originados por el proceso de convergencia. Estudios efectuados en la región sur de Perú [Norabuena et al., 1998], Chile, parte de Ecuador y Colombia [Bevis et al., 2001; Trenkamp et al., 2002], han puesto en evidencia que existe un alto nivel de acumulación de esfuerzos en la interfaz de placas los cuales han sido y serán liberados por sismos en el futuro [Métois et al., 2013]. No obstante, la región norte del Perú, desde el norte de Lima hasta el golfo de Guayaquil, carece de información sobre el estado actual

de deformación asociado a la convergencia. En este estudio se presentan las primeras medidas de deformación activa con GPS en el sur de Ecuador y norte de Perú.

DATOS Y RESULTADOS

Se utilizaron 130 puntos GPS que incluyen mediciones de campaña y permanentes, que fueron instaladas desde el 2008 en el marco del proyecto ADN, un proyecto de colaboración entre centros de investigación de Francia (Geoazur, el IRD), Perú (IGP, IGN) y Ecuador (IG, IGM). Las estaciones permanentes fueron progresivamente instaladas desde el 2008 y los puntos de campaña fueron medidos cada dos años (2008-2010-2012). Los datos fueron analizados simultáneamente con el software GAMIT/GLOBK utilizando estrategias estándar para estudios de geodinámica [Nocquet and Calais, 2004]. Se utilizaron las soluciones acumuladas del IGS como referencia inicial para expresar el campo de velocidad con respecto al ITRF2008 [Altamimi et al., 2011]. Posteriormente, a fin de efectuar el análisis desde un punto de vista geofísico, se estimó un vector de rotación rígida para la parte estable de la placa Sudamericana, en el cual se expresaron las velocidades que se muestran en la Figura 1A.

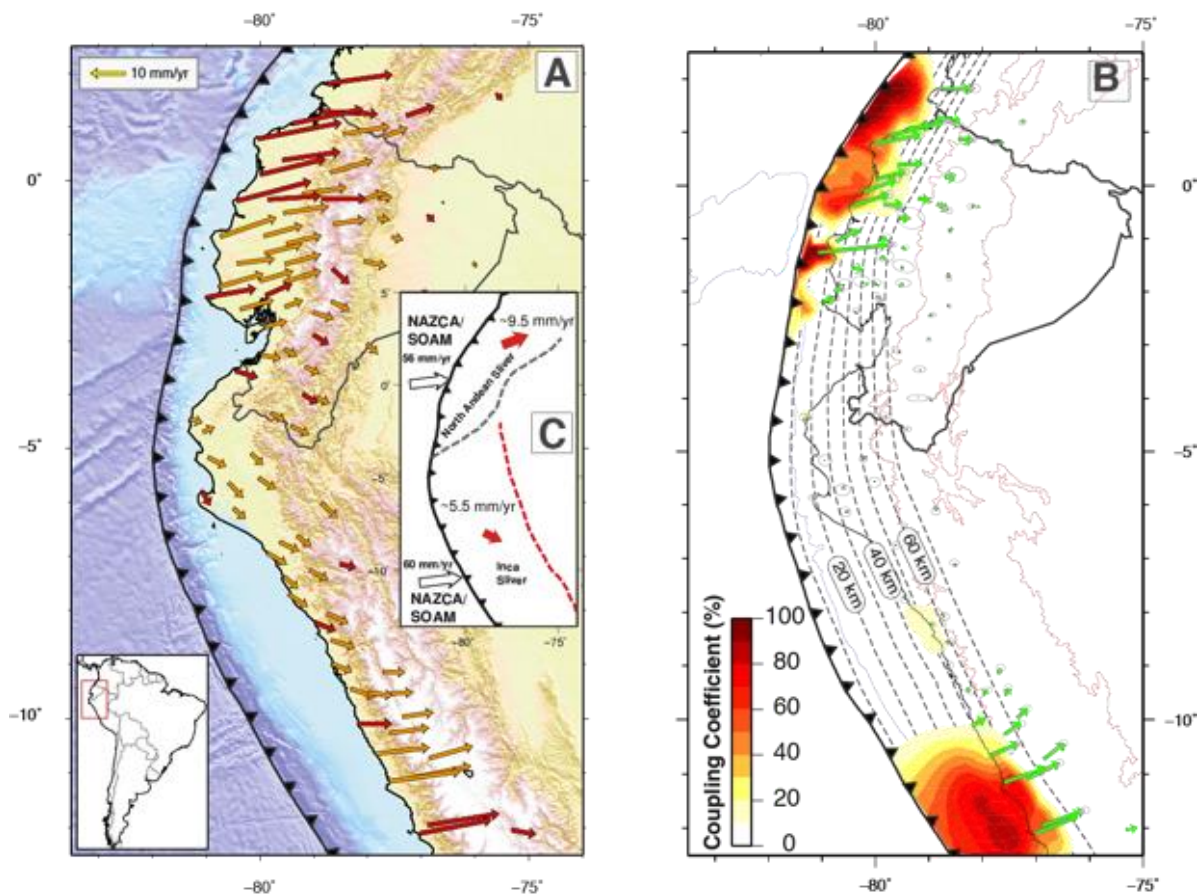


Figura 1A: Campo de velocidad GPS con respecto a la parte estable de Sudamérica y esquema cinemático del movimiento de los slivers Nor-Andino e Inca (inset). **B:** Modelo de acoplamiento de la interfaz de subducción. El segmento entre el norte de Perú y sur de Ecuador presenta un bajo nivel de acoplamiento, mientras que en el centro de Perú y norte de Ecuador el acoplamiento es mayor [Nocquet et al., 2014].

El campo de velocidad con respecto a la parte estable de Sudamérica muestra patrones distintos de deformación (Ver figura 1A). En el centro de Perú se observan altas velocidades (15-20 mm/yr) orientadas en dirección paralela a la convergencia de placas, y que decrecen a medida que se alejan de la fosa. Este patrón indica un alto nivel de acoplamiento intersísmico en la interfaz de subducción. Contrastando con estas observaciones, el campo de velocidad al norte de la latitud 9°S y al sur del golfo de Guayaquil (lat. 3°S), muestra un patrón de deformación constante de 5-6 mm/yr en dirección Sureste sin mostrar un gradiente de deformación hacia el interior del continente. Este patrón es

consistente con el movimiento de un bloque o sliver rígido, y a la vez sugiere que el nivel de acoplamiento en la interfaz de subducción del norte de Perú y sur de Ecuador es bajo.

En Ecuador, al norte del Golfo de Guayaquil, el campo de velocidad muestra un movimiento de 10 a 20 mm/yr en la zona costera que indica un alto grado de acoplamiento, no obstante al Este se observa que las velocidades decrecen abruptamente a una razón constante de 5 mm/yr, Este patrón ha sido atribuido al escape del sliver nor-andino hacia el Noreste [Trenkamp *et al.*, 2002].

En general, el campo de velocidad a gran escala muestra dos contribuciones simultáneas. (i) el movimiento divergente de dos slivers: el sliver Nor-Andino en Ecuador y Colombia, y el sliver Inca en el norte del Perú. (ii) Un patrón de deformación heterogéneo en el norte de Ecuador y centro de Perú que obedece a los esfuerzos elásticos inducidos por la acumulación de energía en la interfaz de subducción.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La puesta en evidencia del sliver Inca (IS) junto al ya conocido Nor-Andino (NAS) en el margen occidental de Sudamérica tiene grandes implicancias en la comprensión de los factores que controlan la geodinámica y sismotectónica de los andes centrales y del norte. Ambos slivers tienen un ancho típico de 300 a 500 km con una longitud total de 1500 km y su movimiento domina la cinemática actual de cerca de la mitad de la cadena andina. El sentido de movimiento de los slivers es consistente con la oblicuidad de la convergencia de placas ($\sim 40^\circ$ para el NAS y $\sim 20^\circ$ para el IS), lo cual sugiere que el particionamiento de la convergencia induce el movimiento de los slivers. El análisis de los triángulos cinemáticos sugiere que el nivel de particionamiento es similar para ambos dominios (20-25%). La separación entre ambos slivers se da en el Golfo de Guayaquil, justo donde ocurre el cambio de oblicuidad, y por tanto explica su apertura.

Las velocidades residuales con respecto a ambos slivers reflejan la deformación elástica inducida por el acoplamiento en la interfaz de subducción. Utilizando el criterio de back-slip de [Savage, 1983], se ha calculado un amplio rango de modelos de distribución espacial de acoplamiento inter-sísmico que se ajusten a las velocidades GPS (para más detalles ver Nocquet *et al.*, [2014]. El mejor modelo (Figura 1B) muestra que: para el centro de Perú, al sur de la latitud 11° , se requiere un alto nivel de acoplamiento hasta una profundidad de 50 km; estos resultados son consistentes con previos estudios de la región [Gagnon *et al.*, 2005; Chlieh *et al.*, 2011] y también con las áreas de ruptura de los terremotos ($M \geq 8.0$) ocurridos en 1746, 1940, 1966, y 1974. Al norte de la latitud 10° S hasta 7° S, los modelos muestran un bajo nivel de acoplamiento inter-sísmico, en este segmento, debido a que la distancia de los sitios GPS a la fosa es del orden de ~ 180 km es posible que los datos GPS no expliquen que ocurre en la interfaz de subducción en los primeros 20 km de profundidad desde la fosa. En la zona de Piura y Guayaquil la resolución mejora (la distancia fosa-costa es menor a 100 km) y los modelos confirman el bajo nivel de acoplamiento. Al norte del Golfo de Guayaquil la resolución es mejor y los modelos muestran que el acoplamiento es heterogéneo hasta una profundidad de 35 km.

Los resultados que se presentan en este estudio proporcionan un panorama general sobre la deformación cortical a escala continental y sobre el acoplamiento inter-sísmico en la interfaz de subducción. Se pone en evidencia que el margen occidental de los Andes del norte (Ecuador-Colombia) y parte de los centrales (norte-centro de Perú) se caracterizan por la presencia de dos grandes slivers tectónicos: el sliver Nor-Andino y el recientemente descubierto sliver Inca, los cuales influyen en el comportamiento geodinámico y sismotectónico de esta región. Asimismo, nuestros resultados muestran que la interfaz de subducción en la región central de Perú (Lima) y norte de Ecuador presentan un alto nivel de acoplamiento, lo cual, en términos del riesgo sísmico representa un gran peligro ya que uno o varios terremotos de gran magnitud podría ocurrir en el futuro, además estas zonas de alto acoplamiento coinciden con las áreas de ruptura de grandes terremotos ($M \geq 8.0$) ocurridos en el pasado. De manera opuesta, el segmento comprendido entre el norte de Perú y sur de Ecuador presenta un bajo nivel de acoplamiento, lo cual sugiere que la convergencia se acomoda principalmente de manera asísmica. Esto explicaría la ausencia de grandes terremotos en esta región. Sin embargo, no se descarta que cerca a la fosa, en los primeros 20-30 km de profundidad (donde nuestros modelos carecen de resolución), eventos de tipo 'tsunami-earthquakes' puedan ocurrir (como

los ocurridos en esta región en 1960 (M7.6) y 1996 (M7.5)), allí la rigidez del material es menor y facilita la ocurrencia de este tipo de eventos. Asimismo, estos resultados sugieren que en el norte de Perú/sur de Ecuador no se producirían grandes megaterremotos ($M > 8.5$) que generen mega-tsunamis como los ocurridos en Japón 2011 o Chile 2010.

REFERENCIAS

1. Altamimi, Z., X. Collilieux, and L. Métivier (2011), ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame, *J. Geod.*, 85(8), 457–473, doi:10.1007/s00190-011-0444-4.
2. Bevis, M., E. Kendrick, B. Brooks, R. Allmendinger, B. Isacks, and R. Smalley Jr. (2001), On the strength of interplate coupling and the rate of back arc convergence in the central Andes: An analysis of the interseismic velocity field, *Geochemistry Geophys. Geosystems*, 2(11), doi:10.1029/2001GC000198.
3. Chlieh, M., H. Perfettini, H. Tavera, J.-P. Avouac, D. Remy, J.-M. Nocquet, F. Rolandone, F. Bondoux, G. Gabalda, and S. Bonvalot (2011), Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 116(B12405), 1–21, doi:10.1029/2010JB008166.
4. Gagnon, K., C. D. Chadwell, and E. Norabuena (2005), Measuring the onset of locking in the Peru-Chile trench with GPS and acoustic measurements., *Nature*, 434(7030), 205–208, doi:10.1038/nature03412.
5. Kelleher, J. A. (1972), Rupture Zones of Large South American Earthquakes and Some Predictions, *J. Geophys. Res.*, 77(11), 2087–2103.
6. Métois, M., A. Socquet, C. Vigny, D. Carrizo, S. Peyrat, A. Delorme, E. Maureira, M.-C. Valderas-Bermejo, and I. Ortega (2013), Revisiting the North Chile seismic gap segmentation using GPS-derived interseismic coupling, *Geophys. J. Int.*, 194(3), 1283–1294, doi:10.1093/gji/ggt183.
7. Nocquet, J.-M., and E. Calais (2004), Geodetic Measurements of Crustal Deformation in the Western Mediterranean and Europe, *Pure Appl. Geophys.*, 161(3), 661–681, doi:10.1007/s00024-003-2468-z.
8. Nocquet, J.-M. et al. (2014), Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes, *Nat. Geosci.*, 7(March), 287–291, doi:10.1038/NCEO2099.
9. Norabuena, E., L. Leffler-griffin, A. Mao, T. Dixon, S. Stein, I. S. Sacks, L. Ocola, and M. Ellis (1998), Space Geodetic Observations of Nazca-South America Convergence Across the Central Andes, *Science (80-.)*, 279(5349), 358–362, doi:10.1126/science.279.5349.358.
10. Savage, J. C. (1983), A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 88(B6), 4984–4996, doi:10.1029/JB088iB06p04984.
11. Silgado, E. (1978), *Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1513-1974)*, Lima.
12. Trenkamp, R., J. N. Kellogg, J. T. Freymueller, and H. P. Mora (2002), Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations, *J. South Am. Earth Sci.*, 15(2), 157–171, doi:10.1016/S0895-9811(02)00018-4.