



PERÚ

Ministerio
del Ambiente

Instituto
Geofísico del Perú - IGP

Subdirección de
Ciencias de la Tierra
Sólida

Unidad de
Geodesia Espacial

Instituto Geofísico del Perú

Sub Dirección de Ciencias de la tierra Sólida

Unidad de Geodesia Espacial



INFORME:

INFORME DE LA DETERMINACIÓN DEL CAMPO DE VELOCIDAD GPS, MARCO DE REFERENCIA GEODÉSICO, Y ELABORACIÓN DE MODELOS DE ACOPLAMIENTO INTERSÍSMICO COMO INDICADOR DEL POTENCIAL SÍSMICO DE LA ZONA DE SUBDUCCIÓN CENTRO Y NORTE DEL PERÚ

Proyecto:

“ESTUDIO DE LA DEFORMACIÓN DE LA CORTEZA TERRESTRE Y ESTIMACIÓN DEL ACOPLAMIENTO INTERSÍSMICO A PARTIR DE MEDICIONES GEODÉSICAS, PARA EVALUAR EL POTENCIAL SÍSMICO EN LA ZONA DE SUBDUCCIÓN CENTRO NORTE DE PERÚ”

Diciembre, 2019

Lima – Perú.

Presidente Ejecutivo

Dr. Hernando Tavera

Director Científico

Dr. Danny Scipión

Director de Ciencias de la Tierra Sólida

Mag. Juan Carlos Gómez

Coordinador del Proyecto

Dr. Juan Carlos Villegas

Elaborado por :

Juan Carlos Villegas

Eliana Mantilla

Instituto Geofísico del Perú

Calle Badajoz 169, Urb. Mayorazgo IV Etapa

Teléfono +51 1 317 23 00

Sitio web: www.igp.gob.pe

Resumen

Este proyecto tiene como principal objetivo estudiar los procesos de deformación de la corteza terrestre producidos por la acumulación de energía en la zona de subducción de las regiones centro y norte de Perú, con la finalidad de cuantificar la deformación actual de la corteza e identificar el potencial sísmico ante la ocurrencia de grandes terremotos. La zona de estudio incluye el borde occidental de los departamentos de Lima, Ancash y La Libertad, Lambayeque y Cajamarca, los cuales comprenden un importante segmento de la zona de subducción Nazca/Sudamérica en donde no ocurre un terremoto de gran magnitud ($M > 7.5$) desde hace varias décadas a cientos de años. Por ejemplo, para el norte del país no se tiene registro de terremotos de gran magnitud desde la época de la conquista, hace más de cinco siglos, y en la región central del Perú el último sismo de gran magnitud ocurrió en 1746 ($M 8.8$), hace más de 273 años. Para llevar a cabo este objetivo se hace uso de instrumentos de medición geodésica de tecnología reciente, lo cual a conllevado a instalar y medir 64 nuevos puntos de control geodésicos distribuidos en toda la región de estudio. Estos nuevos puntos han sido instalados en el año 2016 y han sido medidos desde entonces hasta el año 2018, con un intervalo anual en tres épocas distintas, lo que ha permitido mejorar la resolución y precisión de la determinación de la deformación y la estimación acoplamiento intersísmico e la interfaz de subducción. Durante el desarrollo del hito 6 de este proyecto se ha elaborado el Informe de la determinación del campo de velocidad GPS y de los marcos de referencia y elaboración de modelos de acoplamiento instersísmico que indiquen el potencial sísmico de la zona centro y norte del Perú. En este informe se describen los resultados del procesamiento de datos GPS adquiridos desde el 2016 en el marco de la ejecución del proyecto. Se presenta el campo de velocidad y los resultados preliminares del mapa de acoplamiento intersísmico que muestra las áreas de mayor peligro sísmico ante la ocurrencia de un evento sísmico de gran magnitud y como estos resultados se correlacionan con las áreas de ruptura de sismos de gran magnitud que han ocurrido en el pasado.

ÍNDICE

Introducción	5
Objetivos	6
Objetivo general	
Objetivos específicos	
Ubicación del área de estudio	6
Contexto sismotectónico del borde occidental de las regiones centro y norte del Perú	7
Sismicidad de la región norte y centro del Perú	8
Sismicidad Histórica	8
Sismicidad Instrumental	10
El ciclo sísmico	13
Generalidades del Sistema GPS	14
Sistema de Posicionamiento Global GPS	14
Red geodésica y estaciones GPS	14
Estudios anteriores de campo de velocidades GPS para las regiones norte y centro del Perú	15
Datos GNSS recolectados y control de calidad	16
Datos en formato RINEX	18
Control de calidad	18
Procesamiento de datos y series de tiempo GPS	19
Campo de velocidad GPS	22
Modelo de acoplamiento intersísmico para la zona de subducción de las regiones norte y centro del Perú	23
Simulación de la deformación cortical	23
Modelos de dislocación elástica para la zona de subducción de las regiones centro y norte del Perú	25
Conclusiones	27
Referencias	27

1.0 Introducción

El territorio peruano se encuentra ubicado frente a una zona de subducción, en el denominado Cinturón de Fuego del Pacífico, una región en la que a lo largo de la historia han ocurrido grandes terremotos generadores de tsunamis, que han causado cuantiosas pérdidas económicas y de vidas humanas. La historia sísmica del margen de subducción Nazca-Sudamérica, que se extiende por más de 6000 km desde Colombia hasta Chile, muestra que los terremotos son cíclicos, tanto en espacio como en tiempo. La continua cinemática y dinámica de las placas tectónicas da lugar a que los sismos sigan ocurriendo.

En las últimas tres décadas las herramientas de geodesia espacial, en particular el Sistema Global de Posicionamiento por Satélite (GNSS), ha contribuido a mejorar el conocimiento y comprensión de los procesos geofísicos asociados a la deformación de la corteza terrestre y al ciclo sísmico. Las mediciones con GPS permiten hoy en día cuantificar el desplazamiento de un punto sobre la superficie de la Tierra con un alto nivel de precisión. Esta información es útil para hacer un seguimiento de la velocidad y las características de la deformación, y a la vez, mediante el modelado de desplazamientos, para definir las propiedades friccionales de la interfaz de contacto de placas y estimar las áreas de mayor potencial sísmico.

Este proyecto tiene como principal objetivo estudiar el proceso de deformación de la corteza terrestre en la zona de subducción de las regiones centro y norte de Perú, que incluye los departamentos de Lima, Ancash, La Libertad, Lambayeque y Cajamarca, un segmento de la subducción, en la que no ocurren terremotos de gran magnitud ($M > 7.5$) desde hace varias décadas a cientos de años; como el norte del país, en donde no se tiene registro de terremotos de gran magnitud desde que se dispone de historia escrita. Para llevar a cabo este objetivo se ha realizado la instalación y medición de 64 puntos geodésicos, los cuales, han sido instalados y medidos desde el año 2016, con un intervalo anual, hasta el año 2018.

En este informe se presentan resultados preliminares del procesamiento y análisis de datos GPS y la estimación del acoplamiento intersísmico en la zona de estudio. Los resultados del campo de velocidad muestran distintos patrones de deformación a lo largo del margen de subducción que son coherentes con los resultados obtenidos en estudios previos; se observa por ejemplo que la deformación responde principalmente a dos procesos: i) deformación elástica inducida por la acumulación de esfuerzos en la zona de subducción y ii) deformación de largo plazo inducida por el movimiento de un nuevo bloque tectónico en el margen occidental del Perú (Nocquet et al., 2014, Villegas-Lanza et al., 2016). El campo de velocidad refleja que el acoplamiento intersísmico en la interfaz es heterogéneo. La inversión de los desplazamientos intersísmicos ha permitido obtener un modelo, que muestra las áreas con mayor potencial sísmico y se constituye como el indicador más fiable que permite anticipar al país sobre el tamaño y lugar donde ocurrirán el próximo terremotos de gran magnitud.

2.0 Objetivos

2.1 Objetivo general

- Presentar resultados preliminares sobre la determinación del campo de velocidad GPS y la obtención del modelo de acoplamiento intersísmico para la zona de subducción de las regiones norte y centro del Perú

2.2 Objetivos específicos

- Presentar resultados preliminares del procesamiento de datos GNSS.
- Estimar el acoplamiento intersísmico a partir de la inversión de desplazamientos GPS
- Correlacionar los resultados obtenidos con la sismotectónica del área de estudio.

3.0 Ubicación del área de estudio

El área de estudio comprende el margen occidental del territorio peruano correspondiente a las regiones norte y centro del Perú, que comprenden los departamentos de Amazonas, Ancash, Cajamarca, Huancavelica, Huánuco, Junín, La Libertad, Lambayeque, Lima, Loreto, Pasco, Piura y San Martín. En la Figura 1 se muestra la ubicación del área de estudio. Para los trabajos de campo se decidió dividir el área de estudio en dos subsegmentos, la región norte y la región centro.

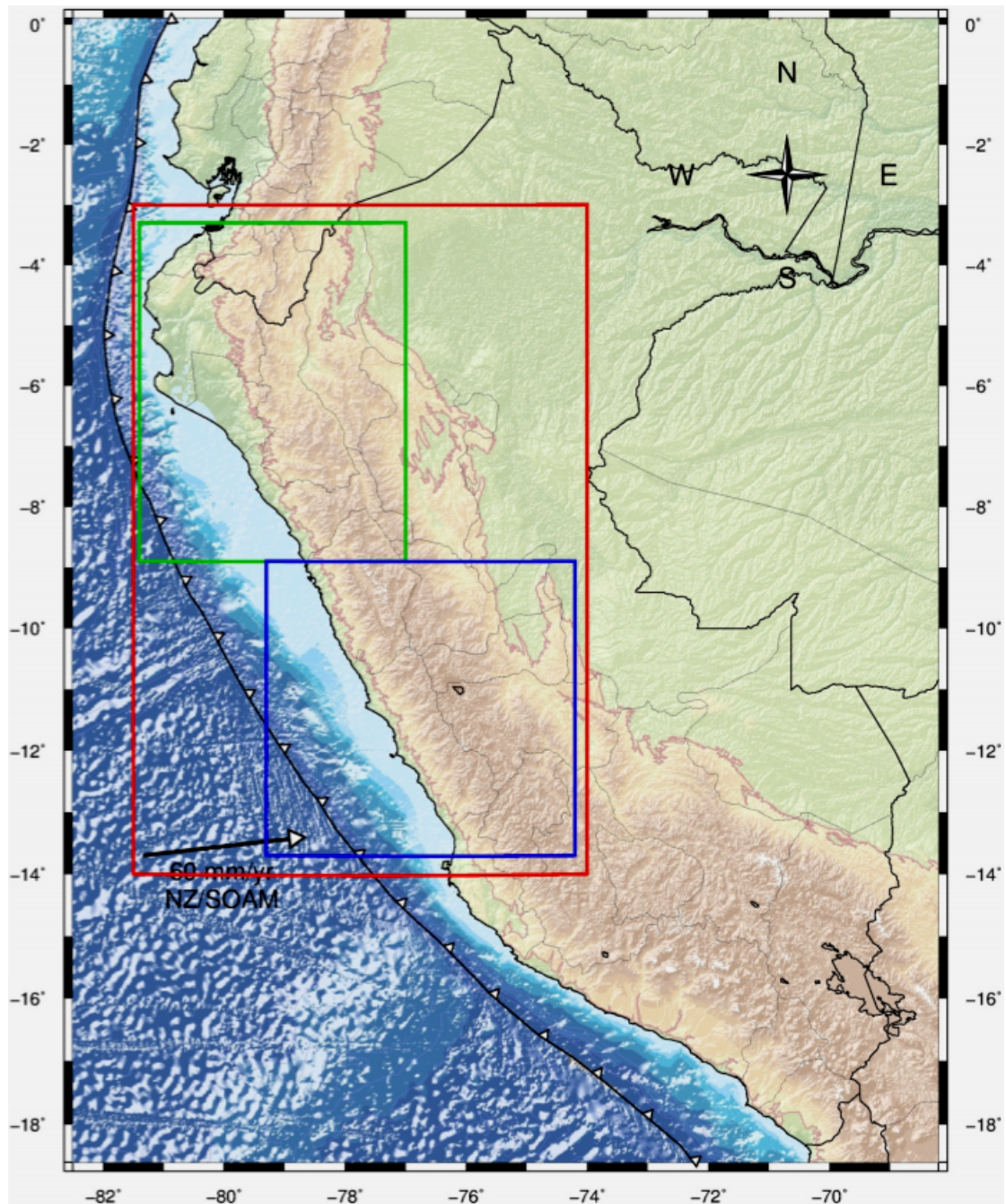


Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio. El recuadro grande de color rojo indica toda la zona de estudio y los recuadros pequeños indican las sub áreas de trabajo centro y norte.

4.0 Contexto sismotectónico del borde occidental de las regiones centro y norte del Perú

EL Perú se encuentra ubicado en una zona de convergencia de placas, conocida como “zona de subducción peruana”, con una longitud de más de 6000 km desde los 0° hasta los 18°S y en donde la placa oceánica de Nazca se introduce por debajo de la placa continental Sudamericana a una velocidad relativa de 6 a 7 cm/año (Norabuena et al., 1998; Kendrick et al., 2003). Esta zona de subducción es una de las regiones sísmicas más activas de la Tierra y en ella han ocurrido grandes terremotos de magnitud superior a 8.0 Mw, los cuales

han generado tsunamis devastadores (<http://earthquake.usgs.gov/>). Este proceso geodinámico ocasiona la compresión, arrugamiento, deformación y levantamiento del margen continental, dando lugar a la formación de las estructuras tectónicas y geomorfológicas tales como la fosa oceánica Perú-Chile, la Cadena Andina, la Cadena Volcánica, sistemas de fallas y unidades geomorfológicas.

La zona de subducción Peruana en función a su geometría, ángulo de subducción, características geomorfológicas y de la recurrencia de grandes terremotos se divide en 3 regiones o segmentos: 1) la región norte, comprendida desde Tumbes hasta la fractura de Mendaña; 2) la región centro delimitada por la fractura de Mendaña y la dorsal de Nazca; y finalmente 3) la región sur, que abarca el segmento desde la dorsal de Nazca hasta el codo de Arica (actual frontera Perú-Chile) (Figura 2).

4.1 Sismicidad de la región norte y centro del Perú

4.1.1 Sismicidad Histórica

La historia sísmica del Perú data desde la época de la conquista allá por el siglo XVI. Gran parte de esta información ha sido recolectada a través de crónicas, narraciones y documentos religiosos, siendo recopiladas y publicadas por diferentes autores (Polo, 1904; Barriga, 1939; Silgado, 1978; Dorbath et al., 1990; Seiner, 2009). Por ejemplo, se sabe hoy en día que la región central del Perú frente a las costas de Lima ha sufrido un gran terremoto de magnitud 8.8 Mw en el año 1746 y la ocurrencia de dos grandes terremotos en la región sur en los años de 1604 (8.4 Mw) y 1868 (8.6 Mw), acompañados de tsunamis. Basado solamente en el tiempo de recurrencia de dos grandes eventos algunos autores han propuesto periodos de recurrencia de 150 a 200 años (Dorbath et al., 1990; Tavera et al 2005). Por el contrario, el segmento norte, se caracteriza por la ausencia de terremotos de gran magnitud ($M_w > 8.0$), al menos así lo evidencian los reportes históricos que se remontan al siglo XVI (Silgado, 1978; Seiner, 2009), no obstante en esta región ocurrieron eventos de magnitud moderada como los ocurridos en Piura 1960 (7.6 Mw) y Chimbote 1996 (7.5 Mw), los cuales produjeron tsunamis locales que afectaron a las costas de Lambayeque y Ancash, parecen ser característicos de esta región (Villegas-Lanza, 2014). Por otro lado, es necesario indicar que en el interior del continente también ocurren sismos de magnitud moderada ($M < 7.0$), que son producto de la interacción de las fallas corticales, y que al ocurrir cerca de la superficie (< 30 km) suelen ser perjudiciales (Figura 2).

4.1.2 Sismicidad Instrumental

El registro de la sismicidad instrumental en el Perú se inicia con la instalación de la Red Sísmica Mundial (World Wide Seismological Standard Network) en el año 1960. Desde esa fecha se viene obteniendo información sísmica de los parámetros hipocentrales de un sismo. Esta información ha permitido a los investigadores realizar diferentes análisis y evaluaciones de la sismicidad que ocurre en el mundo. El Perú debido a su ubicación geográfica presenta una alta tasa de sismicidad superficial e intermedia y una baja tasa de sismicidad profunda. La distribución espacial de los sismos permite identificar fuentes sismogénicas y para ello se agrupa los sismos de acuerdo a su distribución espacial y a su profundidad, teniendo como resultado lo siguiente:

- a) Sismos de foco superficial ($h \leq 60$ km): tiene su origen en la colisión de las placas de Nazca y Sudamericana, se distribuye en mayor número entre la fosa y la línea de costa y en menor proporción en el interior del continente originado por el fallamiento cortical activo.
- b) Sismos de foco intermedio ($60 \text{ km} < h \leq 300$ km): cuyo origen está asociado a la deformación interna de la placa de Nazca, con recurrencia en la línea de costa y al interior del continente. Se agrupan en tres fuentes, la primera ubicada por debajo de los 9°S y paralela a la línea de costa, la segunda fuente está en la zona Subandina de la región norte y la tercera fuente abarca la región sur.
- c) Sismos de foco profundo ($300 \text{ km} < h \leq 700$ km): sismos asociados a los procesos de deformación interna del Slab y su interacción con el manto. Se presentan en el continente entre los límites de Perú-Brasil y Perú-Bolivia.

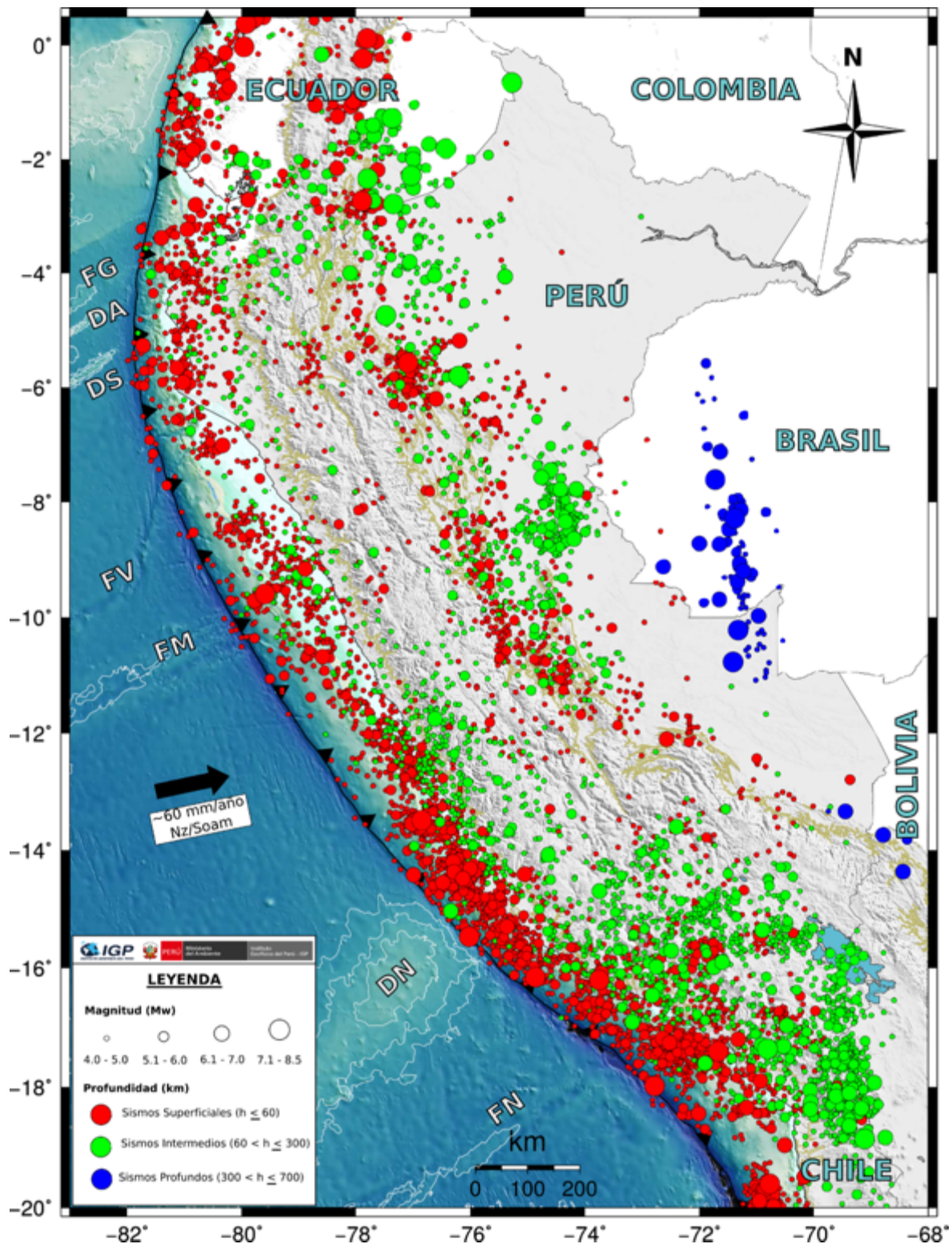


Figura 3. Sismicidad Instrumental para las regiones norte y centro del Perú. Imagen de Mantilla (2018)

5.0 El ciclo sísmico

Este concepto se define como el conjunto de procesos de acumulación y liberación de esfuerzos en la zona de contacto de las placas tectónicas y fallas geológicas que ocurren entre dos terremotos de similares características. Este término fue inicialmente propuesto por Reid (1910), quien sustentó las bases de la Teoría del rebote elástico, la cual se caracteriza por la liberación repentina de energía sísmica acumulada durante un largo periodo de tiempo (años, décadas o siglos). Este ciclo está constituido por 3 fases que se repiten de manera sistemática entre un sismo y otro de similares características:

- 1) Fase Intersísmica: los grandes terremotos de subducción se originan en la interfaz de contacto de placas. Los avances logrados por la sismología y la geodesia permiten caracterizar esta zona como un conjunto de áreas o asperezas distribuidas de manera heterogénea, las cuales impiden la 'normal' convergencia de placas, ocasionando el bloqueo mecánico, acumulación de esfuerzos y deformación elástica en la placa superior con periodos de tiempo de decenas a cientos de años (Figura 4).
- 2) Fase cosísmica: cuando los esfuerzos acumulados en el tiempo sobrepasan cierto umbral, estos se liberan súbitamente dando lugar a un sismo, con una duración de segundos a minutos, dependiendo del tamaño del sismo (Figura 4).
- 3) Fase Postsísmica: luego de la ruptura le sigue un periodo de estabilización caracterizado por la ocurrencia de réplicas, deslizamiento asísmico y la respuesta viscoelástica de la parte inferior de la litósfera, con una duración de tiempo de meses a varias decenas de años dependiendo de la energía liberada (Figura 4).



Figura 4. Esquema representativo del ciclo sísmico, donde se muestra los procesos de acumulación y relajación de esfuerzos en las fases principales: fase intersísmica, fase cosísmica y fase postsísmica. Modificado de www.tectonics.caltech.edu/.

6.0 Generalidades del Sistema GPS

En las últimas décadas las técnicas de geodesia espacial han contribuido a un mejor conocimiento y comprensión de los procesos físicos asociados a la generación de grandes terremotos. Hoy en día la comunidad científica, en particular los geofísicos, utilizan herramientas como el GPS para detectar y cuantificar, con un alto nivel de precisión (1 mm), cualquier cambio de posición de un punto sobre la superficie de la Tierra y así estudiar cada una de las fases del ciclo sísmico. Para el estudio y monitoreo de puntos geodésicos se utilizan dos tipos de mediciones: 1) mediciones temporales o de campaña, es decir se instalan monumentos geodésicos que son medidos con instrumentos GPS cada 1 o 2 años durante sesiones de registro de 48 horas o más, y 2) mediciones continuas o permanentes, para lo cual se establecen redes geodésicas compuestas por estaciones de monitoreo continuo con tasas de registro de 30 a 1 segundo o menos. Esta información resulta de mucha utilidad para cuantificar los desplazamientos e identificar las áreas de mayor deformación asociada a la acumulación de energía sísmica, permitiendo así identificar las áreas de mayor potencial sísmico en donde ocurrirán los próximos terremotos de gran magnitud

6.1 Sistema de Posicionamiento Global GPS

Los Sistemas de Posicionamiento Global por Satélite (GNSS) proporcionan la posición relativa de un objeto en la superficie terrestre (latitud, longitud y altura) con un alto nivel de precisión. Este sistema está basado en el principio de triangulación o trilateración satelital, este principio se basa en medir el tiempo de recorrido de una onda electromagnética entre un satélite y el receptor. Si se conoce la posición de un satélite, la fecha y hora exacta a la cual una señal fue emitida y recibida, entonces se puede deducir que se sitúa sobre una esfera centrada sobre el satélite de radio $c \cdot \Delta t$, donde c es la velocidad de propagación de la onda electromagnética ($c \sim 300,000$ km/s) y t es el tiempo de propagación de la onda entre el satélite y el receptor. Con la señal de 3 satélites se puede determinar la posición de un receptor, siendo esta la intersección de las 3 esferas centradas sobre los satélites.

6.2 Red geodésica y estaciones GPS

Una red geodésica es un conjunto de estaciones y/o puntos distribuidos sobre la superficie terrestre de una determinada región, ubicados estratégicamente en lugares que reúnen condiciones de seguridad y permanencia además de tener un horizonte libre de obstrucciones, sobre los cuales se realizan mediciones permanentes y/o temporales. Las redes geodésicas constituyen los cimientos sobre los que se apoyan multitud de disciplinas tanto científicas como técnicas y son imprescindibles para el estudio teórico de la forma y figura de la tierra (Mantilla, 2018).

Una estación GNSS está conformada por: a) una antena, que se encarga de recibir y amplificar la señal GPS para enviarla con suficiente potencia al receptor a través de un cable de conexión, formando una sola unidad, b) un receptor, en donde se almacena la señal de los satélites recogida por la antena, c) una unidad de almacenamiento, d) un algoritmo para el procesamiento de la información transmitida y por ultimo e) elementos auxiliares como cables de conexión, trípode, regla, base nivelantes, brújula, marcadores de acero, placas de cobre o bronce, entre otros (Figura 5).

Los estaciones geodésicas y/o puntos de control temporal pueden ser: i) permanentes (CGPS) de operación continua, y ii) temporales o de campaña (SGPS) con mediciones episódicas esporádicas que varían dependiendo el fin de la investigación.



Figura 5. Estaciones GNSS de monitoreo permanente (izquierda) y de campaña (derecha). (Fotos de Tomado de UNAVCO y de una estación ubicada en el departamento de Ancash en este estudio).

7.0 Estudios anteriores de campo de velocidades GPS para las regiones norte y centro del Perú

Las primeras mediciones con GPS en el Perú fueron realizadas en el año 1994 en el marco del proyecto SNAPP, en los Andes Centrales (Norabuena et al., 1998). En dicho estudio los autores utilizaron mediciones geodésicas en las regiones centro - sur de Perú y el NorOeste de Bolivia, para mostrar por primera vez el campo de velocidad GPS y determinar que la deformación cortical observada responde al acoplamiento sísmico en la interfaz de las placas Nazca/Sudamérica y a una deformación permanente que da lugar al levantamiento de la cordillera andina. Luego Bevis et al., (2001) reúne nuevas mediciones en la el sector de Chile y Bolivia y basados en modelos de dislocación determinó que la profundidad de bloqueo mecánico en la interfaz de subducción es de 10 a 50 km. Posteriormente Gagnon et al., (2005), quienes realizan uno de los primeros estudios de geodesia acústica en el mundo, combina mediciones geodésicas del fondo marino y de la superficie terrestre en la

región central del Perú. Los autores lograron estimar un fuerte acoplamiento sísmico comprendido entre los 2 y 40 kilómetros de profundidad a partir de la fosa marina.

Posteriormente, Chlieh et al., (2011) recopila data geodésica reportada en los estudios anteriores y mediante la inversión de velocidades GPS y de interferogramas InSAR estima el acoplamiento intersísmico en la zona de subducción de los Andes Centrales y hacen la estimación de la fuente sísmica de los grandes terremotos ocurridos en la zona de subducción durante las últimas décadas para las regiones centro y sur del Perú. En sus resultados sugieren la existencia de áreas que experimentan un alto y heterogéneo acoplamiento intersísmico. Luego Nocquet et al., (2014) realizaron un estudio con mediciones GPS para las regiones centro y norte del Perú, entre sus resultados definen el movimiento del bloque Nor-Andino, el acoplamiento sísmico y pone en evidencia la presencia de un bloque tectónico en el norte de Perú, al cual denominaron como “Sliver Inca” cuyo movimiento de 5 mm/año es hacia el SE de Perú. Finalmente, Villegas-Lanza et al., (2016) presenta un campo de velocidad GPS para todo el borde occidental del Perú (Lat. 3°S – 18°S) durante el periodo del 2008 hasta el 2013. En sus resultados determinan un acoplamiento sísmico heterogéneo comprendido entre los 0 km hasta los 20 y 50 kilómetros de profundidad a lo largo de la interfaz de la zona de subducción, destacando un fuerte acoplamiento en la región central de Perú que puede dar lugar a un sismo de gran magnitud. Asimismo, ponen en evidencia un bajo acoplamiento en la región norte y la presencia de bloques tectónicos que se correlacionan espacialmente con los límites del antearco y el trasarco de la cadena Andina.

8.0 Datos GNSS recolectados y control de calidad

En este proyecto se han instalado 64 puntos de control geodésicos, los cuales se encuentran distribuidos en el borde occidental de las regiones norte y centro del territorio Peruano (Tabla 1). En la región central del Perú se midieron un total de 46 puntos, mientras que para la región norte un total de 18 puntos (Figuras 1, y 6). La primera medición se realizó en el año 2016 y posteriormente se han realizado mediciones en el 2017 y 2018. Las mediciones fueron realizadas con instrumentos GNSS de doble frecuencia a una tasa de muestreo 30 segundos. La información recolectada fue pre-procesada y dispuesta en archivos diarios de formato universal (rinex), en los que se documentaron todos los metadatos de las mediciones. Posteriormente se realizó el control de calidad de los datos con el fin de evaluar diferentes parámetros de calidad. Los detalles de los trabajos de observación de cada campaña de campo pueden revisarse en los informes técnicos de los Hitos 2, 4 y 5.

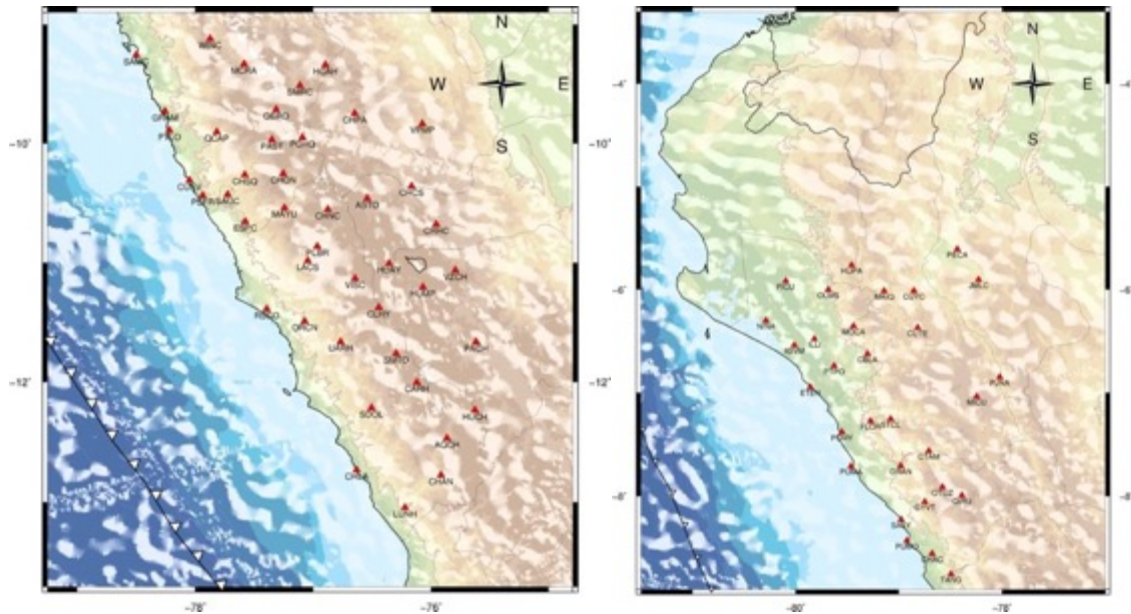


Figura 6. Puntos de control geodésicos instalados en las regiones centro (izquierda) y norte (derecha) del Perú. Los triángulos rojos indican la ubicación de los puntos instalados y observados durante el proyecto.

Tabla N° 1. Lista de los puntos de control geodésicos de la red INCA. Código, ubicación y coordenadas.

Cód.	Localidad	Distrito	Provincia	Región	Latitud (°)	Longitud (°)	Elevación (m)
SDOL	Santo Domingo de Olleros	Santo Domingo de Olleros	Huarocharí	Lima	-12.215	-76.505	2938
CHLA	Playa Chocalla	Asia	Cañete	Lima	-12.732	-76.631	58
LUNH	Lunahuana	Lunahuana	Cañete	Lima	-13.046	-76.221	365
CHAN	Canchán	Catahuasi	Yauyos	Lima	-12.775	-75.916	1553
AQCH	Aquicha	Yauyos	Yauyos	Lima	-12.468	-75.866	3252
HUCH	Chaucha	Yanacancha	Chupaca	Junín	-12.234	-75.628	4680
PACH	Unión Paccha	Acolla	Jauja	Junín	-11.665	-75.618	3973
SMTO	San Mateo	San Mateo	Huarocharí	Lima	-11.763	-76.296	3565
CARH	Carhuapampa	Carhuapampa	Huarocharí	Lima	-12.003	-76.120	4194
VZCH	Vizcancha	Junín	Junín	Junín	-11.065	-75.794	4554
HUMP	Huamaripa	Junín	Junín	Junín	-11.207	-76.069	4398
CRCH	Carhuac	Ninacaca	Pasco	Pasco	-10.681	-75.957	4309
VISC	Collpa	Pacaraos	Huaral	Lima	-11.135	-76.644	4465
HUAY	Huayllay	Huayllay	Pasco	Pasco	-11.009	-76.355	4576
CLHY	Capillayoj	Huaros	Canta	Lima	-11.377	-76.443	4408
UARH	Huarhuar	Santa Rosa de Quives	Canta	Lima	-11.663	-76.767	1452
ORCN	Aucayama	Huaral	Huaral	Lima	-11.492	-77.072	508
RSCO	Rio Seco	Lachay	Huaura	Lima	-11.391	-77.393	145
LACS	Lacsanga	Paccho	Huaura	Lima	-10.985	-77.046	1807
PLBR	Pampa Libre - Churín	Pachangara	Oyón	Lima	-10.865	-76.965	2021
ASTO	Astobamba	Yanahuanca	Daniel Alcides Carrion	Pasco	-10.464	-76.542	3686
CHNC	Chanca	Cajatambo	Cajatambo	Lima	-10.555	-76.875	4752
MAYU	Mayush	Manas	Cajatambo	Lima	-10.542	-77.243	1336
JIVA	Jivia	Jivia - Lauricocha	Lauricocha	Huánuco	-10.037	-76.671	3556
PCHQ	Pachapaquí	Aquia	Bolognesi	Ancash	-9.952	-77.092	4004
CHON	San Pedro de Chonta	Cholón	Marañón	Huánuco	-10.256	-77.254	4794
SAUC	Sauce	Paramonga	Barranca	Lima	-10.431	-77.726	328
ESPC	Espachín	Cochas	Ocros	Ancash	-10.657	-77.577	480
VPMP	Choquecalla	Churubamba	Huánuco	Huánuco	-9.836	-76.074	2244

CRAZ	Caraz	Caraz	Huaylas	Ancash	-9.042	-77.802	2601
CUEV	Cerro Cuevas	Huarmey	Huarmey	Ancash	-10.312	-78.048	142
GRAM	La Gramita	Casma	Casma	Ancash	-9.731	-78.256	190
MCRA	Marcara	Marcara	Carhuaz	Ancash	-9.335	-77.586	3260
PSRF	Punta San Francisco	Huarmey	Huarmey	Ancash	-10.439	-77.937	192
PTLO	El Pétalo	Culebras	Huarmey	Ancash	-9.892	-78.219	78
QCAP	Quilcap	Quilcap	Huarmey	Ancash	-9.904	-77.817	1208
QERO	Querococha	Catac	Recuay	Ancash	-9.717	-77.314	4203
SAMC	Samanco	Samanco	Santa	Ancash	-9.259	-78.500	140
SMRC	San Marcos	San Marcos	Huari	Ancash	-9.515	-77.112	4197
WINC	Pisha	Pamparomas	Huaylas	Ancash	-9.121	-77.873	4350
FLOR	La Florida	Ventanillas	Contumaza	Cajamarca	-7.275	-79.275	341
GRAN	Cerro Grande	Chicama	Ascope	La Libertad	-7.708	-78.982	352
CTAM	Caserio Tambo	Cascas	Gran Chimú	La Libertad	-7.563	-78.709	782
OTUZ	Otuzco	Otuzco	Otuzco	La Libertad	-7.914	-78.577	2958
QIRU	Quiruvilca	Quiruvilca	Stgo. De Chuco	La Libertad	-7.994	-78.390	3558
MICU	Micuypampa	Sucre	Celendín	Cajamarca	-7.038	-78.246	3692
PUMO	Puerto Morin	Virú	Virú	La Libertad	-8.431	-78.923	34
CUTE	Mirador de Cutervo	Cutervo	Cutervo	Cajamarca	-6.370	-78.818	2805
JMLC	Jamalca	Jamalca	Utcubamba	Amazonas	-5.904	-78.227	1547
PECA	La Peca	La Peca	Bagua	Amazonas	-5.608	-78.434	901
HUPA	Hualapampa Alto	Huarmaca	Huancabamba	Piura	-5.764	-79.459	2157
OLMS	Olmos	Olmos	Olmos	Lambayeque	-6.002	-79.685	655
MAYQ	Alto Mayque	Pucará	Jaén	Cajamarca	-6.015	-79.143	1204
ILLI	Illimo	Illimo	Lambayeque	Lambayeque	-6.479	-79.818	164
FICU	Ficuar	Olmos	Olmos	Lambayeque	-5.918	-80.097	78
MOCA	Monte Carlos	Incahuasi	Ferreñafe	Lambayeque	-6.357	-79.439	821
NINA	La Niña	Mórrope	Lambayeque	Lambayeque	-6.304	-80.288	9
IGVM	Colegio Inca Garcilazo	Mórrope	Lambayeque	Lambayeque	-6.540	-80.013	26
TANG	Tanguche	Chao	Virú	La Libertad	-8.753	-78.495	282
QIRA	Uquira	Coayllo	Cañete	Lima	-12.696	-76.401	604
CUYO	Arma	Arma	Castrovirreyna	Huancavelica	-13.121	-75.551	3806
PCVD	Quebrada Pucavado	Huancavelica	Huancavelica	Huancavelica	-12.910	-75.242	4639
HYCO	Huaylacucho	Huaylacucho	Huancavelica	Huancavelica	-12.810	-74.962	4379
YNPM	Yanapampa	San Juan	Castrovirreyna	Huancavelica	-13.354	-75.711	1190

8.1 Datos en formato RINEX

Por lo general los instrumentos geodésicos administran el registro de sus datos en sus propios formatos, por lo que resulta necesario transformar todos los registros de observación al formato universal Rinex. Para realizar el cambio de formato se utilizaron los algoritmos *runpkr00* y *teqc* y se incluyeron todos los metadatos de las sesiones de registro para cada punto de control en los encabezados de los archivos Rinex. Finalmente, todos los datos fueron organizados en directorios con la secuencia del año y día del año. Los datos tanto en formato nativo como en formato Rinex fueron almacenados en una base de datos y se crearon las respectivas copias de seguridad en dispositivos externos y en el servidor del IGP.

8.2 Control de calidad

La herramienta más utilizada por las comunidades geodésicas y geofísicas para efectuar el pre-procesamiento y control de calidad de los datos GNSS/GPS, es el TEQC (Translate/Edit/Quality/Check). Este programa permite transformar y editar los archivos de

observación adquiridos por los equipos GNSS a formatos Rinex. A su vez TEQC permite analizar y efectuar el control de calidad de los archivos Rinex considerando los siguientes índices:

(1) El número de observaciones enviadas por los satélites y registradas en el receptor en una determinada época. Las posibles pérdidas de observaciones se atribuyen por lo general a perturbaciones en la trayectoria de la señal proveniente del satélite..

(2) mp1 es el efecto multicamino sobre la frecuencia L1 y se expresa en metros.

(3) mp2 es el efecto multicamino sobre la frecuencia L2 (en m). Los dos últimos índices son errores de tipo estocástico y pueden considerarse como ruido, por otro lado las variaciones abruptas de mp1 y mp2 son un indicador de la mala calidad de los datos. Finalmente

(4) Slips/1000 obs, es el número de saltos de ciclo cada 1000 observaciones y puede ser afectado por obstrucción de la señal emitida del satélite por obstáculos o influencia de efectos ionosféricos o troposféricos.

Siguiendo estos criterios se ha efectuado el control de calidad de todos los archivos de observación Rinex. En la Figura 7 se muestra el reporte del control de calidad para los índices de mp1 y mp2. Se observa en general que para ambos indicadores los valores están por debajo de 1, lo cual, indica que la calidad de los datos es óptima ya que estos no han sido afectados significativamente por señales multicamino y que el ruido es bajo.

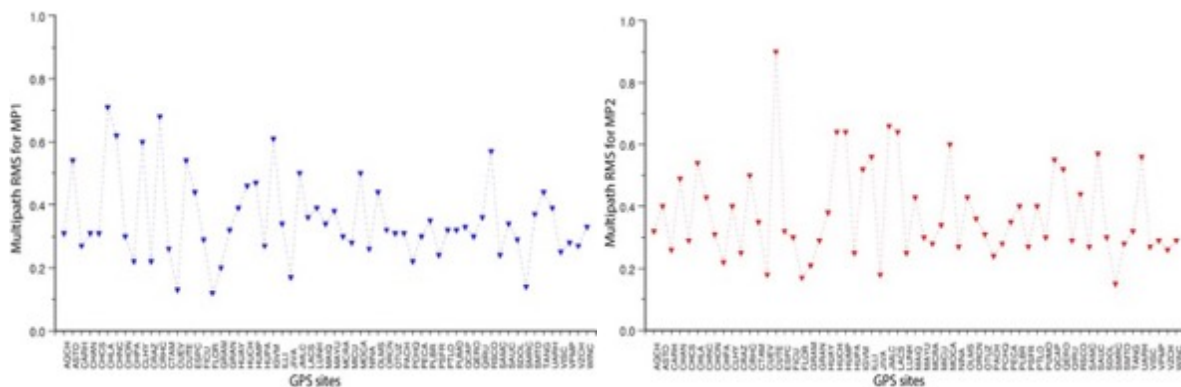


Figura 7. Izquierda: Índice MP1 en la frecuencia L1 Derecha: Índice MP2 en frecuencia L2.

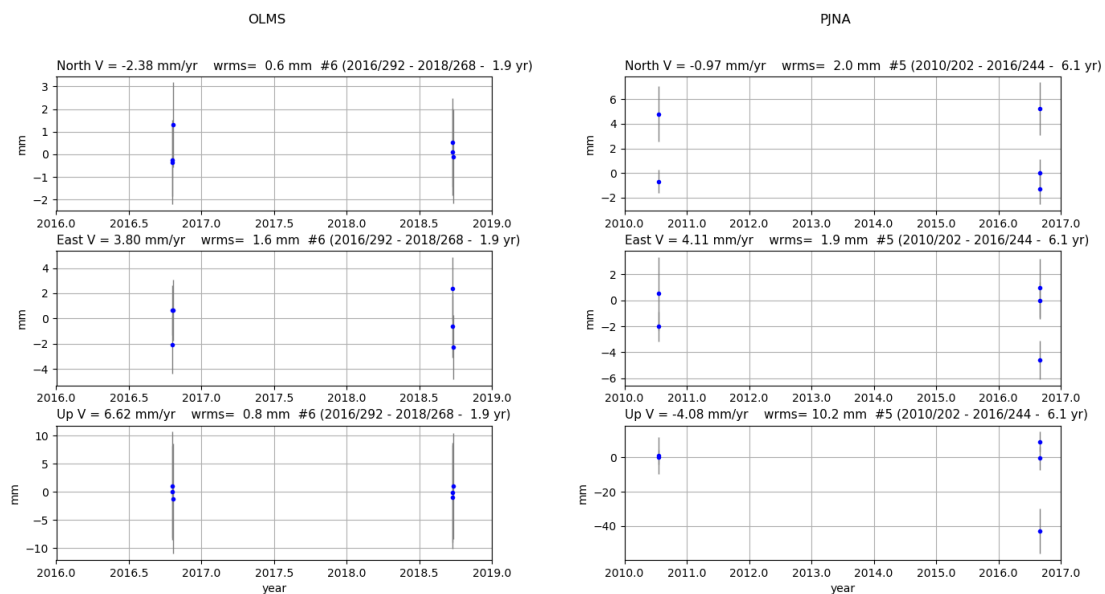
9.0 Procesamiento de datos y series de tiempo GPS

Para el procesamiento de datos se utilizó el programa Gamit/Globk versión 10.70 (Herring, et al 2015). Este programa realiza el cálculo de soluciones libres utilizando la metodología de dobles diferencias de fase entre las estaciones y los satélites, de este modo cancela los efectos de las variaciones del reloj y de las perturbaciones que sufre la señal en el trayecto (principalmente en la ionosfera). Este set de programas incorpora un algoritmo de mínimos cuadrados ponderados para calcular las posiciones relativas de un conjunto de estaciones, y haciendo uso del filtro de Kalman, realiza la transformación de los 7 parámetros de Helmert (rotación, traslación y escala) para combinar soluciones libres y estabilizarlas dentro de un marco de referencia conocido (por ejemplo ITRF2008, IGS08, etc.).

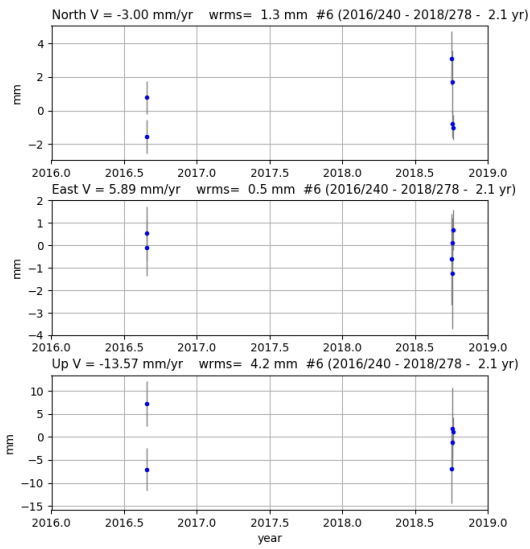
En este proyecto el periodo de datos analizado está comprendido entre junio 2016 y diciembre 2018. Los datos de entrada corresponden a los archivos Rinex pre-procesados y descritos en la sección anterior. Adicionalmente, a fin de mejorar la estabilización de las soluciones y acortar las distancias de las líneas de base, se incluyeron datos de 20 estaciones de la red global del

IGS, ubicadas sobre la Placa Sudamericana y la Placa de Nazca, y 40 estaciones pertenecientes a las redes permanentes del Instituto Geográfico Nacional e Instituto Geofísico del Perú. También se ha hecho uso de las tablas actualizadas del IGS y de los grids de corrección proporcionados por el MIT. Finalmente como marco de referencia se ha utilizado el IGS08 actualizado a la última semana del año 2018.

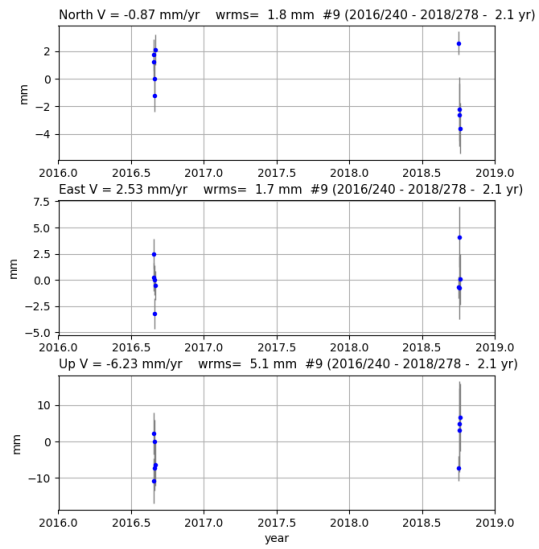
Las soluciones obtenidas consisten en soluciones diarias del cálculo de posición con las cuales se construyen series de tiempo GPS (Figura 8). Todas las series temporales de las estaciones permanentes y de campaña fueron analizadas independientemente a fin de detectar outliers y posteriormente aplicar las correcciones de variaciones estacionales (para las estaciones permanentes) y calcular el valor de la pendiente para obtener el valor de la velocidad inter-sísmica. En la Figura 8 se muestran 8 series de tiempo GPS correspondientes a 4 estaciones de campaña instaladas y medidas en el presente proyecto y 4 estaciones permanentes de redes nacionales. En general, los errores residuales promedio para las componentes horizontales (Este y Norte) son del orden de 2 mm, mientras que para la componente vertical son menores a 6 mm. Estos valores son coherentes y están de acuerdo con los errores estándar de puntos geodésicos de campaña en la región de estudio (Villegas-Lanza, 2016). Las series de tiempo han sido corregidas por el valor de la pendiente por lo tanto su valor de velocidad ha sido calculado y se muestra en la esquina superior izquierda de cada panel. Para la estación OLMS, ubicada en la localidad de Olmos en el norte del Perú, se observan velocidades de 2.38 mm/yr hacia el Sur y 3.80 mm/yr hacia el Este, dando como resultado un vector de 4.5 mm/yr hacia el SurEste, lo cual es compatible con los resultados de estudios anteriores. De igual modo las estaciones PJNA, CTAM y GRAN, ubicadas hacia el sur de OLMS, presentan la misma tendencia con valores de velocidad que se van incrementando hacia el sur (6.6 mm/yr para GRAN) pero que al mismo tiempo la componente Este va tomando mayor relevancia en términos de la amplitud de deformación. Se muestran también las series temporales de las estaciones permanentes LL01, PI02, UC01, SMO1 del IGN. A pesar que estas estaciones han sido instaladas en columnas de concreto y/o techos de edificios, esta presentan buenos valores de repetitividad y las velocidades con coherentes con otras estaciones permanentes instaladas en afloramientos rocosos.



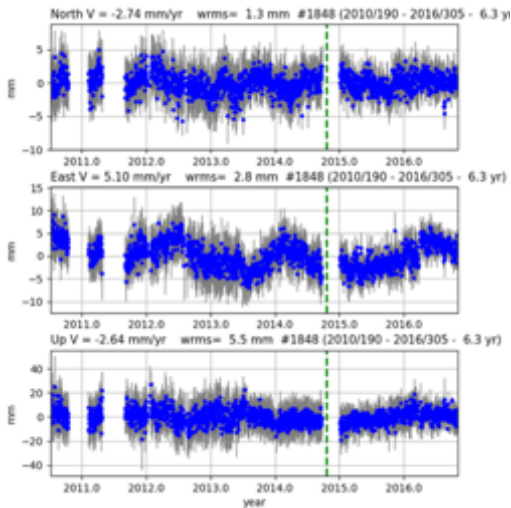
GRAN



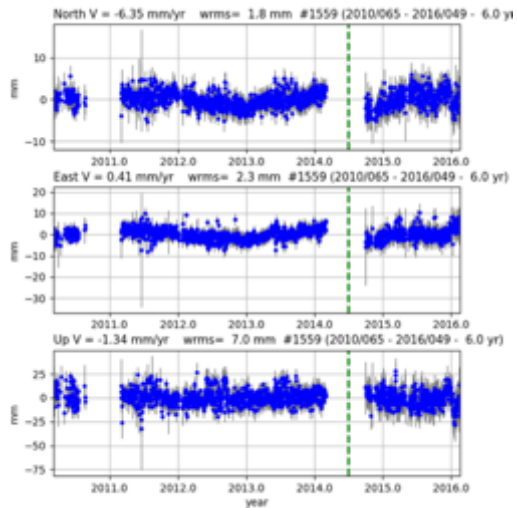
CTAM



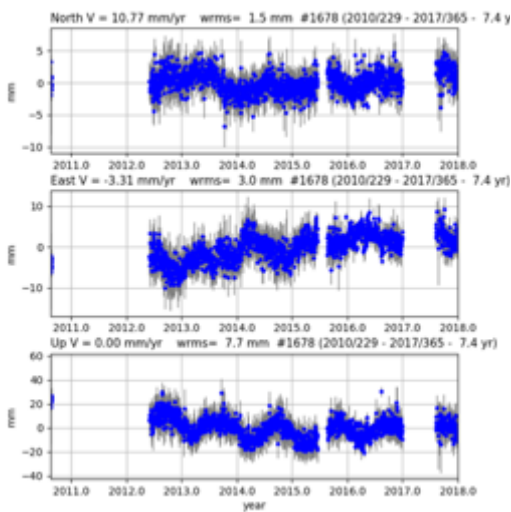
LL01



PI02



UC01



SM01

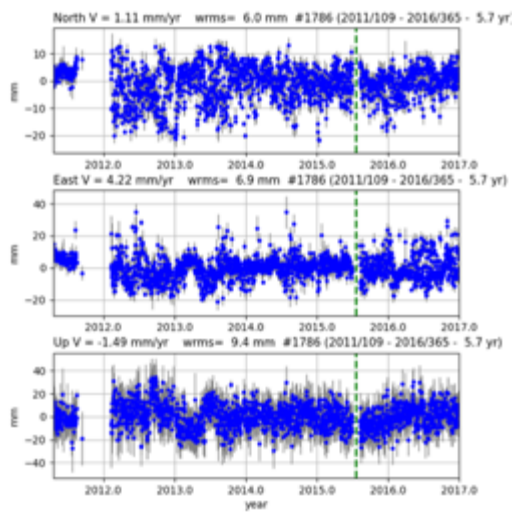


Figura 8. Series temporales GPS de campaña permanentes ubicadas en la zona de estudio. Para cada series de tiempo se muestra las componentes Norte, Este y vertical.

10.0 Campo de velocidad GPS

El campo de velocidad obtenido se expresa en el marco de referencia IGS08. A fin de analizar las implicancias de la deformación en la zona de subducción del Perú y realizar una interpretación geofísica, se utilizaron las ecuaciones de velocidad angular y el polo de Euler respecto a la parte estable de Sudamérica sugerido por Villegas-Lanza et al (2016). En la Figura 9 se muestra el campo de velocidad preliminar expresado en milímetros por año con respecto Sudamérica estable. Se observan distintos patrones de deformación que varían a lo largo del margen de subducción peruano: (1) En el extremo noroeste del Perú las velocidades GPS muestran un desplazamiento casi constante de 5-6 mm/año en dirección sureste; comportamiento que es consistente con la hipótesis del movimiento rígido de un bloque tectónico que comprendería la zona de ante-arco desde la fosa hasta la cordillera occidental extendiéndose hacia el sur del Perú. Dicha hipótesis ha sido ampliamente discutida en las investigaciones de Nocquet et al., (2014) y Villegas-Lanza, (2014, 2016). (2) En la región central de Perú se observan altas velocidades GPS con dirección noreste-este, similar al sentido de la convergencia. Estas velocidades que alcanzan tasas de hasta ~21 mm/año en la costa, disminuyen sistemáticamente hacia los Andes y el interior del continente, observándose además variaciones laterales al norte y sur de Lima, lo cual refleja cambios laterales de un fuerte acoplamiento sísmico en la interfaz de subducción de dicha región. El campo de velocidad observado refleja el efecto superpuesto de dos contribuciones principales: (i) el fuerte acoplamiento heterogéneo a lo largo de la interfaz de subducción, y (ii) deformación tectónica de largo plazo inducida por el bloque tectónico y el acortamiento cortical en la placa continental.

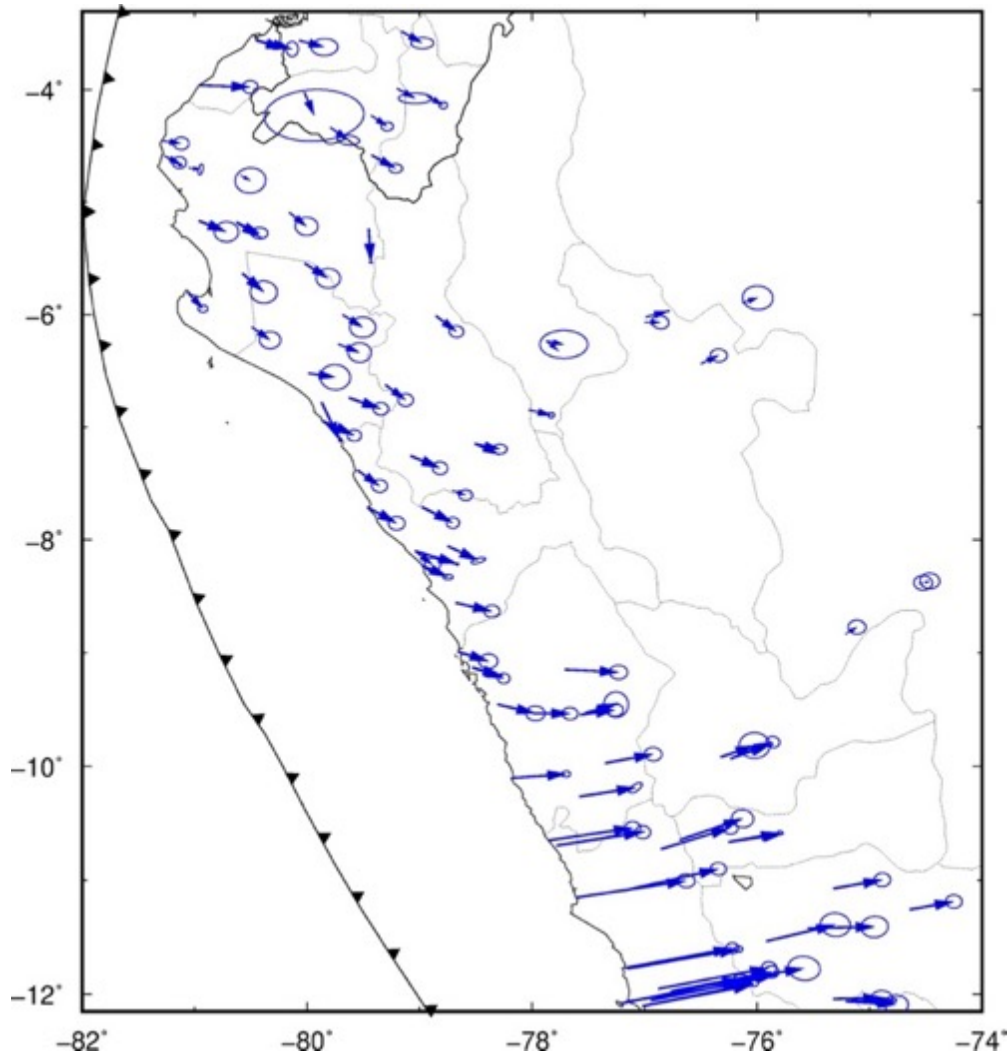


Figura 9. Campo de velocidad GPS para las regiones centro y norte del Perú. Los vectores indican la dirección y la magnitud del vector de deformación.

11.0 Modelo de acoplamiento intersísmico para la zona de subducción de las regiones norte y centro del Perú

Para simular la amplitud y la profundidad del acoplamiento en la interfaz se realizó un modelo de dislocación elástica siguiendo la metodología de Savage (1983). Los resultados del modelo consisten en desplazamientos superficiales los cuales son comparados con las velocidades intersísmicas a fin de comparar ambas hasta llegar a un buen acuerdo. Los parámetros para simular la dislocación de la falla de la subducción son tomados a partir del promedio de los mecanismos focales de la zona de estudio, de la tasa de convergencia y de la geometría de subducción (Matilla 2018).

11.1 Simulación de la deformación cortical

Para comprender los mecanismos físicos que dan lugar a la deformación de la corteza terrestre debido a la acumulación y relajación de esfuerzos tectónicos es necesario simular dicho proceso. El modelo del Back-Slip propuesto por Savage, (1983) permite calcular

deformaciones teóricas, mediante un modelo mecánico-elástico simple, el cual requiere los parámetros del plano de falla y la tasa de convergencia como datos de entrada. Para afinar el modelo se realiza un ajuste mediante un procedimiento de “prueba y error”, el cual consiste en comparar los resultados del modelo con las observaciones reales (velocidades intersísmicas GPS) con el objetivo de obtener una representación de la fuente lo más cercano a la realidad. A este proceso se conoce por el nombre de Modelización [Ruegg, 1994].

Diferentes autores han establecido formulaciones teóricas que describen la deformación superficial, por ejemplo, Steketee, (1985) fue el primero en adaptar la teoría de las dislocaciones elásticas a la sismología. Sin embargo, la metodología de Okada, (1985) es la más utilizada, ya que presenta formulas compactas y simples de expresiones analíticas para una fuente finita rectangular en un semi-espacio elástico [Okada, 1985]. Esta metodología permite simular la acumulación y relajación de esfuerzos, desplazamientos superficiales, tensiones e inclinaciones para una fuente finita rectangular (plano de falla) que sufre una dislocación elástica en un semi-espacio elástico homogéneo e isotrópico. Okada parte de la expresión propuesta por Steketee, (1958), quien define el campo de desplazamiento $\mu_i(x_1, x_2, x_3)$ debido a una dislocación elemental $\Delta\mu_j(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$ a través de una superficie $d\Sigma$ en un medio isotrópico [Okada, 1985], además, hace uso de la geometría del plano de falla definido por un W , un largo L a una profundidad $z \leq 0$, con un ángulo de buzamiento o dip (δ) y un ángulo strike (ϕ) medido desde el norte, sobre el cual se simula un deslizamiento (D) en dirección del ángulo rake (λ), este deslizamiento puede ser: U1: Strike-slip (falla de rumbo o desgarre), U2: Dip-slip (falla inversa), U3: Tensión (falla normal).

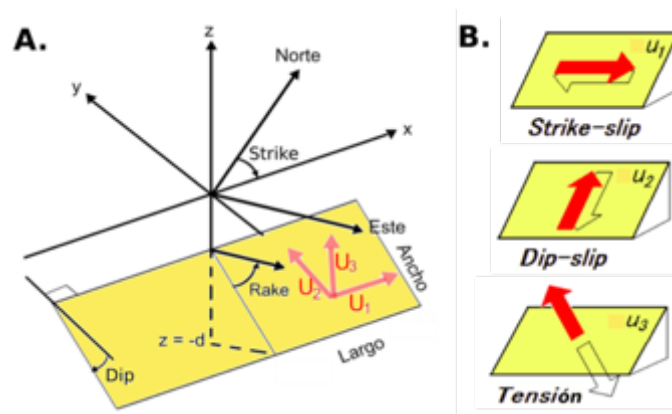


Figura 10. Representación gráfica de la fuente rectangular finita considerada por Okada, (1985). En A se observa la geometría de la fuente rectangular y en B se presenta las tres dislocaciones elementales para una falla. Modificado de Okada, (1992).

Finalmente Okada, (1985) agrupa estas expresiones analíticas para obtener la función F_{OKADA} , la cual depende de un punto de origen en un sistema de coordenadas Okada (x, y) de una falla **rectangular** de longitud (L) y un ancho (W) a una profundidad (d), medido

desde el norte con un ángulo strike (ϕ) y con un ángulo de buzamiento (δ) desde la horizontal y que experimenta un deslizamiento (D) con un ángulo rake (λ). Para cumplir con los objetivos del estudio se considera solo las soluciones desarrolladas para un deslizamiento de tipo Dip-slip (U2).

$$u_x, u_y, u_z = F_{OKADA}(x, y, d, \phi, \delta, L, W, \lambda, D)$$

11.2 Modelos de dislocación elástica para la zona de subducción de las regiones centro y norte del Perú

Se ha dividido la zona de estudio en tres sub-segmentos S1, S2, S3. En primer lugar se han definido los parámetros de la geometría del plano de falla a partir de la tendencia de la sismicidad, análisis de mecanismos focales de tipo inverso de sismos de magnitud $\geq 5.0M_w$ del gCMT (The Harvard Centroid Moment), los modelos de la superficie de la placa de Nazca [Hayes, 2018; Krabbenhöft et al., 2004].

Tabla 2
Parámetros geométricos ajustados para la zona de subducción peruana.

Region	Segmento	Strike ϕ (°)	Dip δ (°)	Rake λ (°)	Largo L (km)
Norte	S1	5	12	90	400
	S2	334	12	80	480
Centro	S3	324	18	78	600

Luego de del ajuste de los parámetros strike, dip, rake y el largo del plano de falla; se elaboraron nuevos modelos para evaluar la profundidad máxima de la zona acoplada. Para lo cual se elaboraron perfiles (línea roja) de gradiente de velocidad horizontal perpendiculares a la línea de fosa en los 3 sub-segmentos (S1, S2, S3) de la zona de subducción peruana. Estos perfiles son luego comparados con las proyecciones horizontales de las velocidades intersísmicas GPS de diferentes estudios, las cuales se han unificado y expresado en un único marco de referencia. Mediante este proceso se avalúa y se selecciona la curva del gradiente de velocidad horizontal que mejor se aproxima a las velocidades horizontales GPS (Figura 9) con la finalidad de estimar la extensión de la zona acoplada en profundidad.

La región norte del Perú está compuesta por dos segmentos (S1 y S2), en el perfil A-A' está ubicado en el departamento de Tumbes y corresponde al segmento S1, en donde se observa que los modelos elásticos intersísmico con profundidades de 11 kilómetros (línea roja) y de 13 kilómetros (línea rosada) son los que mejor se ajustan a las proyecciones de las velocidades horizontales intersísmica GPS (rombo rojo). El perfil B-B' del segmento S2 se observa que las curvas del gradiente de velocidad horizontal de 15 kilómetros (línea azul) y 20 kilómetros (línea amarilla) se ajustan mejor a las proyecciones de velocidades horizontal GPS (rombo rojo). De esta manera estos dos perfiles A-A' y B-B' permiten caracterizar la profundidad máxima de acoplamiento intersísmico para la región norte del Perú.

El perfil C-C' se ubica en el departamento de Lima y pertenece al segmento S3 de la región central del Perú, este perfil muestra curvas del gradiente de velocidad horizontal con profundidades mayores a 30 km, por ejemplo, las curvas de 39 kilómetros (línea violeta) y 45 kilómetros (línea fucsia) de profundidad se aproximan mejor a las proyecciones de velocidad horizontal GPS (rombo rojo), lo que sugiere un acoplamiento más profundo (Figura 11).

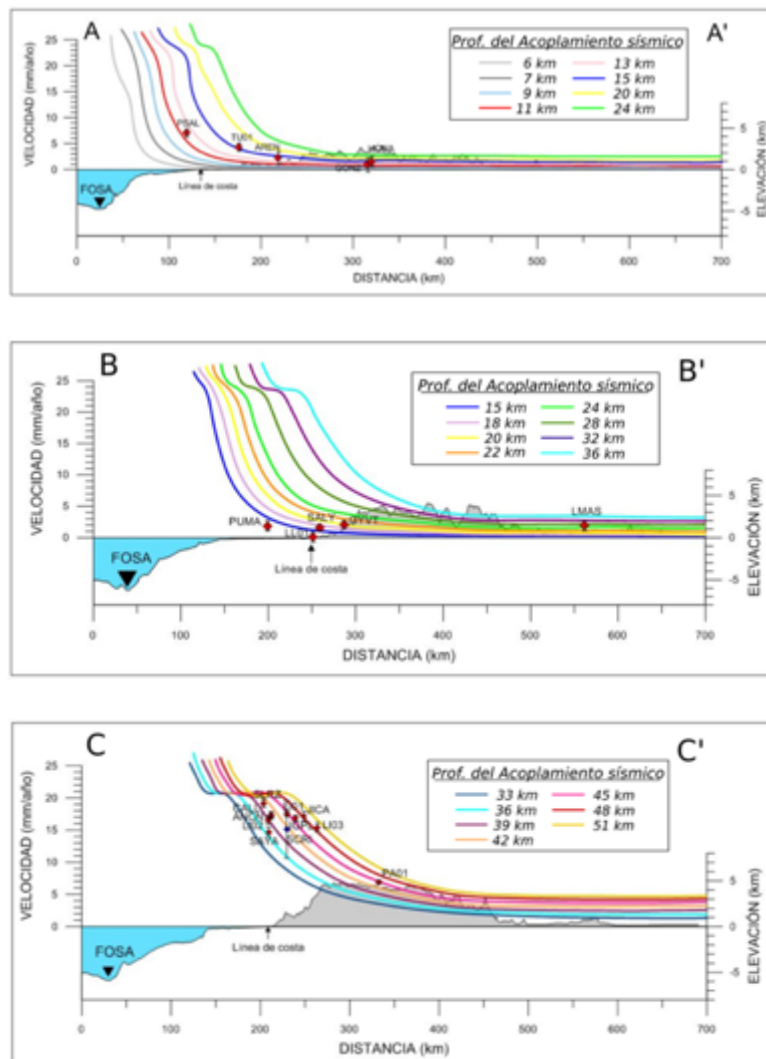


Figura 11. Perfiles de gradiente de velocidad perpendiculares a la línea de fosa. El perfil A-A' del S1 muestra una profundidad máxima de acoplamiento intersísmico de 13 km. En el perfil B-B' del S2 se observa una profundidad máxima de acoplamiento intersísmico de 20 km. Para el perfil C-C' del S3, la profundidad máxima de acoplamiento intersísmico es 45 km.

12.0 Conclusiones

El modelado de la fase intersísmica y su comparación con velocidades GPS desarrollado en este estudio permite concluir que para la región norte de Perú (S1 y S2) se ha estimado un acoplamiento sísmico comprendido entre los 5 y 13 a 20 km de profundidad, siendo consistentes con los desplazamientos modelados comprendidos en un rango de 0.8 mm y 8.7 mm. Esta región se caracteriza por la ausencia de sismos de gran magnitud (≥ 8.0 Mw) en los últimos 500 años, sin embargo, los modelos sugieren que el acoplamiento intersísmico superficial podría generar sismos de magnitud moderada (≥ 7.0 Mw) y/o terremotos-tsunamis.

Para la región central de Perú (S3) los modelos de dislocación elástica estiman una profundidad máxima de acoplamiento intersísmico de 45 km, la cual genera en superficie desplazamientos en dirección ENE con valores de 46.1 mm (SEAW), 26.9 mm para la zona costera que disminuyen hacia el interior del continente con valores de 3.1 mm y 1.0 mm. En esta región, a pesar de la ocurrencia de sismos de gran magnitud (≥ 8.0 Mw) en el último siglo, se observa la presencia de un área de silencio sísmico del evento sísmico de 1746 (8.6 Mw) [Chlieh et al., 2011; Villegas-Lanza et al., 2016] y en los desplazamientos modelados obtenidos permiten sostener la existencia de dicha área que puede generar un sismo de gran magnitud de 8.5 Mw similar al ocurrido en 1746. Los resultados obtenidos en este estudio (aunque preliminares) constituyen nuevo conocimiento científico sobre el estado actual del potencial sísmico en la zona de subducción del centro y norte del Perú y brinda inferencias sobre los procesos que dan lugar a la generación de grandes sismos. asimismo, contribuirán con la mejor identificación del peligro sísmico que servirá de base para todos los procesos de la Gestión de Riesgo de Desastres, un tema transversal que es Política del Estado.

Referencias

- Bevis, M., E., Kendrick, B. B., R. Allmendinger, B. I., 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.
- Chlieh, M., Perfettini, H., Tavera, H., Avouac, J. P., Remy, D., Nocquet, J. M., Rolandone, F., Bondoux, F., Gabalda, G., and Bonvalot, S. (2011). Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone. *J. Geophys. Res.*, 116(B12405), 1-21, doi: 10.1029/2010JB008166.
- Dorbath, L. A. Cisternas & Dorbath, C. (1990). Assessment if the size of large and great historical earthquake in Perú. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 551-576.
- Gagnon, K., Chadwell, C. D. and Norabuena, E. O. (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.
- <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., Barriga, R., Lauria, E., and Fortes, P. S. (2003). The Nazca-South America euler vector and its rate of change. *J. South Am. Earth Sci.*, 16(2), 125-131, doi: 10.1016/S0895-9811(03)00028-2.

- Mantilla Calisaya, Eliana A. (2018). Modelos de deformación cortical durante la fase intersísmicas y su comparación con velocidades GPS para la zona de subducción del Perú. (Tesis geofísica). Universidad de Nacional de San Agustín de Arequipa.
- Nocquet, J. M. et al., (2014). Motion of continental sliver and creeping subduction in the northern Andes. *Nature Geoscience*, 287-291, doi: 10.1038/NGEO2099.
- Norabuena, E.O. et al., (1998). Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the Central Andes. *Science*, 279(5349), 358-362, doi:10.1126/science.279.5349.358.
- Seiner Lizárraga, L. (2009). Historia de los sismos en el Perú. Catálogo: Siglos XVXVII, edited by F. Editorial, Universidad de Lima.
- Silgado, E. (1978). Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1513-1974). Lima-Perú.
- Villegas-Lanza, J. C., Chlieh, M., Cavalié, O., Tavera, H., Baby, P., Chire-Chira, J. y Nocquet, J. M. (2016). Active tectonics of Peru: Heterogeneous interseismic coupling along the Nazca megathrust, rigid motion of the Peruvian Sliver and Subandean shortening accommodation. *Journal of Geophysical Research*, vol. 121, doi: 10.1002/2016JB013080.