

Comportamiento del megathrust en bloques basculantes a partir del gradiente vertical de la gravedad derivado del satélite GOCE

Basculant blocks behavior of the megathrust from the vertical gravity gradient derived from the GOCE satellite

Orlando Alvarez Pontoriero^{1,2}

Resumen El estudio del comportamiento sismogénico del megathrust, región en donde se producen los mayores terremotos a escala global ha sido abordado desde diferentes metodologías. Con el advenimiento de la gravimetría satelital ha sido posible obtener modelos del campo gravitatorio terrestre estático y dinámico los cuales han permitido mapear heterogeneidades de masa que gobiernan de manera significativa el comportamiento sismogénico como así también registrar cambios en la distribución de densidades a escala litosférica relacionados al ciclo sísmico. Luego de la ocurrencia de tres terremotos de subducción de los más grandes registrados, a lo largo de los últimos diez años, hemos estudiado el comportamiento co-sísmico comparando modelos de deslizamiento, grado de acoplamiento inter-sísmico, *b-value* y rupturas históricas a partir de modelos directos del gradiente vertical de la gravedad. Como resultado principal hemos podido mapear tanto barreras a la propagación de la energía sísmica, por lo general asociadas a la subducción de altos del relieve oceánico o a fallas del antearco, como así también asperezas sísmicas. En estas últimas es en donde ante la ocurrencia de un evento sísmico se producen los mayores deslizamientos a lo largo del plano de falla. Como modelo general planteamos que el *megathrust* se comporta como bloques de *horst and grabben* en donde estos en últimos se produce el mayor desplazamiento co-sísmico. Durante el periodo inter-sísmico, estos bloques subsiden logrando un alto grado de acoplamiento con la placa en subducción. Por el contrario, los horsts actúan como barreras o atenuadores de la energía sísmica.

Palabras clave Satélite GOCE, sismos de megathrust, zonas de ruptura, gradiente vertical de la gravedad, modelos de deslizamiento co-sísmico.

Abstract *The study of the seismogenic behavior of the megathrust, the region where the largest earthquakes occur on a global scale, has been approached from different methodologies. With the advent of satellite gravimetry it has been possible to obtain models of the static and dynamic Earth's gravitational field which have allowed mapping mass heterogeneities that significantly govern seismogenic behavior, as well as recording changes in the distribution of densities at the lithospheric scale related to the seismic cycle. After the occurrence of three of the largest subduction earthquakes ever recorded, over the last ten years, we have studied the co-seismic behavior comparing slip models, degree of interseismic coupling, *b-value* and historical ruptures from direct models of the vertical gravity gradient. As a main result, we have been able to map both barriers to the propagation of seismic energy, generally associated with the subduction of high oceanic relief or forearc faults, as well as seismic asperities. In the latter is where the largest slip occurs along the fault plane when a seismic event takes place. As a general model we propose that the megathrust behaves like horst and grabben blocks where the latter produces the greatest coseismic displacement. During the interseismic period, these blocks subside, achieving a high degree of coupling with the subducting plate. On the contrary, horsts act as barriers or attenuators of seismic energy.*

Keywords *GOCE satellite, megathrust earthquakes, rupture zones, vertical gravity gradient, co-seismic slip models.*

¹Instituto Geofísico y Sismológico Ing. F.S. Volponi, FCEFyN, Universidad Nacional de San Juan, Argentina. Email: orlando.alvarez@conicet.gov.ar

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina.

INTRODUCCIÓN

El ciclo sísmico es un proceso que se repite sistemáticamente entre la ocurrencia de un terremoto y el siguiente. Gracias a los nuevos desarrollos tecnológicos y técnicas de procesamiento de datos es posible cuantificar la deformación resultante de los cambios de tensión elástica en la región afectada. El modelado preciso de la deformación a lo largo de los distintos estadios del ciclo sísmico (ej. Inter-sísmico, pre-sísmico, co-sísmico y post-sísmico) se ha logrado mediante la combinación de datos de diversas fuentes como ser: datos sismológicos, de tsunamis, cambios de nivel del terreno entre otros, siendo las observaciones geodésicas uno de los más concluyentes (ej. GPS e INSAR). Los modelos de deslizamiento cinemático describen la cantidad, distribución y momento en que ocurre un deslizamiento, medido en la superficie de la falla. De esta manera es posible determinar la superficie que desliza durante la ocurrencia de un terremoto, es decir, la superficie de la ruptura sísmica. La estructura de la interfaz de placas (*megathrust*) es muy heterogénea, por lo cual la superficie de ruptura se encuentra limitada a lo largo y a lo ancho del rumbo por lo que se conoce como barreras a la propagación de la energía sísmica. La segmentación sísmica perpendicular a la trinchera (*along strike*) está fuertemente relacionada a la subducción de altos en el relieve oceánico como ser dorsales asísmicas (*aseismic ridges*), zonas de fracturas (*fracture zones*), plateaus oceánicos, montes submarinos, y dorsales oceánicas (*rise*) entre otros. Otro causante de la segmentación sísmica a lo largo del rumbo son las fallas del antearco sumergido cuando se desarrollan perpendiculares a la trinchera. Además, existe una segmentación del *megathrust* en profundidad (*along dip*), a medida que la placa oceánica se subduce dando lugar a cuatro dominios principales (Lay et al., 2012) en función de la frecuencia de la energía sísmica irradiada. Dentro de estos dominios se pueden diferenciar distintas heterogeneidades que presentan un comportamiento diferencial durante el ciclo sísmico y durante la ocurrencia de un terremoto. Las asperezas sísmicas son áreas en donde, al contrario de las barreras, el deslizamiento co-sísmico es elevado, se produce una importante caída del estrés luego del evento y que también presentan por lo general un grado de acoplamiento intersísmico elevado. El mapeo de barreras y asperezas a lo largo de la zona sismogénica es importante para estimar a priori la posible extensión de una ruptura sísmica, como así también en que regiones la energía liberada será mayor o por el contrario atenuada.

El comportamiento sismogénico está fuertemente gobernado por la estructura de densidades (litología y reología de las rocas) como así también por la presencia de sedimentos y fluidos, en los cuales las ondas sísmicas presentan diferentes comportamientos. El mapeo de este tipo de heterogeneidades por medio del campo de gravedad es posible y gracias a la gravimetría satelital contamos con modelos globales de gravedad que nos permiten caracterizar la zona sismogénica de manera continua (sin que afecte el problema de la línea de costa la continuidad de las mediciones). En este trabajo presentamos los principales resultados después de más de diez años de estudio de la relación entre las zonas de ruptura históricas y modelos de deslizamiento co-sísmico recientes para grandes terremotos de interplaca ($M_w > 8.0$) y el gradiente vertical de la gravedad. Se presentan los resultados del análisis de los últimos tres terremotos de *megathrust* más grandes: $M_w = 9.1$ Sumatra-Andaman 2004, $M_w = 8.8$ Maule 2010, $M_w = 9.1$ Japón 2011.

METODOLOGÍA

Cálculo del gradiente vertical corregido por topografía

A partir de la misión satelital GOCE (Gravity field and steady state Ocean Circulation Explorer) hay disponibles mediciones directas de los gradientes del campo de gravedad de la Tierra. Mediante mediciones del gradiómetro triaxial de gravedad (GOCE-SGG) combinadas con el seguimiento de satélite a satélite (GOCE-SST) se logró un excelente rendimiento de longitudes de onda medias a largas (Pail et al., 2011) en la señal del potencial de gravedad. Estos modelos se mejoraron aún más al incluir datos de otras misiones como GRACE (Gravity Recovery and Climatic Experiment)

y LAGEOS (Laser GEOdynamics Satellite). En este trabajo calculamos (Janak & Sprlak, 2006) el potencial perturbador (T) a partir de los coeficientes en armónicos esféricos (con grado/orden $N = 200$) del modelo estático satelital GOCE GO_CONS_GCF_2_DIR_R6 (Bruinsma et al., 2014). El potencial perturbador se obtiene restando al potencial observado por las misiones satelitales el campo de potencial normal del elipsoide de referencia (ej. WGS84).

Luego, mediante un modelado directo del gradiente vertical de gravedad (T_{zz}) obtuvimos la segunda derivada de T en la dirección radial: $T_{zz} = \frac{\partial^2 T}{\partial r^2}$ (Rummel et al., 2011), en una cuadrícula regular de tamaño de celda de 0.05° . El T_{zz} se expresa en Eötvös [$1\text{Eötvös} = 10^{-4} \frac{\text{mGal}}{\text{m}}$] y representa una mejor resolución teórica que el propio vector de gravedad para detectar estructuras corticales poco profundas con variaciones de contraste de alta densidad (ej. determinación de los bordes de masas anómalas).

La señal de gravedad derivada del satélite comprende el efecto de diferentes fuentes, dentro de las cuales prevalece el efecto de las masas topográficas sobre el elipsoide de referencia. Por ello, la reducción del efecto topográfico es necesaria para que el T_{zz} resalte estructuras geológicas anómalas y contrastes de densidad dentro de la corteza superior. Para el cálculo de la contribución topográfica sobre el T_{zz} se realizó la discretización de un modelo de elevación digital (Amante & Eakins, 2009) por medio de prismas esféricos con densidad constante (Grombein et al., 2013). Luego, se calculó el efecto generado por ellos sobre el gradiente de gravedad vertical siguiendo la ley de gravitación universal de Newton en coordenadas esféricas teniendo en cuenta la curvatura de la Tierra utilizando el paquete Tesseroids Python de Uieda et al. (2016) (ver también <https://www.fatiando.org/>, <https://doi.org/10.5281/zenodo.4685960>). Se utilizaron valores estándar de densidad media de 2670 kg/m^3 para masas sobre el nivel del mar y 1030 kg/cm^3 para agua de mar. La altura de cálculo seleccionada (H_c) en cada región es suficiente para asegurar que todos los valores estén por encima de la topografía. Finalmente, y antes de la reducción de los datos satelitales, se filtró la contribución del efecto topográfico utilizando un filtro Butterworth de cuarto orden a una longitud de onda de 200 km para compararla con datos satelitales a longitudes de onda similares a las del modelo solo satelital ($N = 200$).

Correlación entre T_{zz} y deslizamiento co-sísmico mediante análisis espectral

Calculamos la coherencia espectral entre ambos conjuntos de datos: el gradiente de gravedad vertical (T_{zz}) corregido por la topografía derivado del satélite GOCE hasta $N = 200$ y la distribución de deslizamiento co-sísmico para los terremotos mencionados en la introducción. La estimación se calculó en ambas cuadrículas en el dominio de la frecuencia utilizando el software Generic Mapping Tools (GMT) de Wessel et al. (2019), asumiendo que el T_{zz} es la entrada y el deslizamiento co-sísmico es el dato de salida. Para más detalles ver Alvarez et al. (2022). Como se puede observar en la Figura 1, a longitudes de onda bajas (frecuencias altas) la correlación entre ambas cantidades no es buena. Esto está dentro de lo esperado ya que el satélite tiene un buen rendimiento en longitudes de onda medias y altas, y debido a que también las rupturas presentan un patrón similar. Para longitudes de onda entre $\lambda = 200$ y 300 km , la coherencia entre las dos señales mejora sustancialmente, oscilando entre un 60 y un 90%. Áreas de ruptura extensas ($> 100 \text{ km}^2$) como las de Maule y Sumatra, presentan buena correlación hasta longitudes de onda superiores.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La señal del T_{zz} (Figura 2) se presenta de una forma bien diferenciada a lo largo de la zona de subducción, con valores positivos ($> +20 \text{ Eötvös}$) a lo largo del *forebulge* (abultamiento de la placa oceánica previo a la subducción), valores negativos $< -20 \text{ Eötvös}$, y luego una señal positiva nuevamente a lo largo de la línea de costa. La señal se encuentra muy segmentada a lo largo de la zona del antearco marino (sobre la parte principal del *megathrust*) con lóbulos de T_{zz} mínimo intercalados con valores relativamente más positivos. Esta segmentación se puede inferir también a

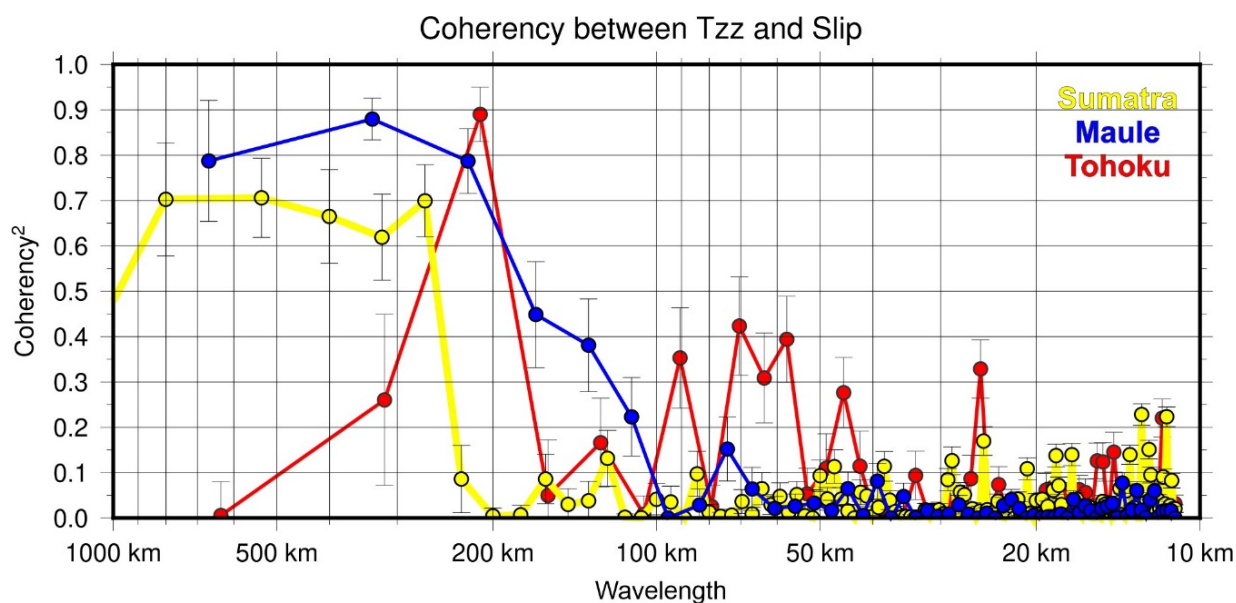


Figura 1. Estimación del análisis cros-espectral suponiendo que la gravedad del satélite (T_{zz}) es la entrada y los desplazamientos co-sísmicos ($slip$) son los datos de salida. El diagrama de coherencia espectral muestra que existe una mayor coherencia para aquellas frecuencias cercanas a la resolución limitada del modelo a $N = 200$, mientras que, para frecuencias con menor contenido espectral, hay una coherencia deficiente.

lo largo del *forebulge* y por lo general está relacionada con la inyección de diferentes altos del relieve oceánico tal como los mencionados en la introducción. Mientras más prominente es el alto oceánico, como por ejemplo la dorsal de Juan Fernández ($\sim 32^\circ\text{S}$) o la fractura de Mocha (38°S) a lo largo de la costa Chilena, más significativa es la impronta en la señal del gradiente. Las regiones de inyección o subducción de estos rasgos oceánicos prominentes han sido asociadas a barreras a la propagación de la energía sísmica no solo a lo largo del margen Chileno, en donde por ejemplo la fractura de Mocha actuó como barrera a la propagación hacia el norte del sismo de $M_w = 9.6$ de Valdivia en 1960 y como límite de la ruptura del sismo de $M_w = 8.8$ Maule 2010 (Alvarez et al., 2014, 2019), sino que también en otros márgenes de subducción activa. Por ejemplo, en el margen de Sunda, la dorsal fósil de Wharthon y la zona de fractura Investigator también han sido relacionadas con una disminución de la energía sísmica liberada actuando como barrera a la propagación de diferentes eventos. El evento de Sumatra-Andaman se nucleó al norte de un positivo en la señal del T_{zz} y presentó un efecto de directividad importante hacia el norte, sobre zonas de un T_{zz} más negativo. Este alto relativo en la señal del T_{zz} , que está indicando una heterogeneidad en la zona de interplacas también actuó como barrera a la propagación del terremoto de $M_w = 8.6$ Nias-Simeulue 2005 hacia el norte (Alvarez et al., 2021).

Además de la segmentación sísmica, que puede ser inferida por medio del T_{zz} sumado a las rupturas históricas, se observa una alta correlación inversa entre los valores del T_{zz} y los desplazamientos co-sísmicos para los eventos analizados (Figura 2). Es decir, no solo es posible mapear las barreras a la propagación de la energía sísmica, sino que la amplificación de la misma se da en áreas de más bajo T_{zz} . Esta relación cualitativa entre la señal derivada del campo de gravedad y los desplazamientos co-sísmicos, puede ser cuantificada por medio de la cros-correlación entre el T_{zz} y el deslizamiento ($slip$), arrojando una correlación mayor al 80% entre ambas cantidades.

Finalmente, luego del terremoto de $M_w = 9.0$ Tohoku-Oki 2011, para el cual también se observa esta correlación (Alvarez et al., 2022), se pudo correlacionar la segmentación sísmica con fallas de *strike-slip* (Baba & Yoshida, 2020) a lo largo del antearco marino del este de Japón. Bletery et al. (2014) habían mapeado previamente una falla normal paralela a la trinchera delimitándose de esta manera un bloque en la región del prisma de acreción frontal, el cual puede ser claramente delimitado por medio de un lóbulo de mínimo T_{zz} . En este bloque es donde se produjeron los mayores desplazamientos

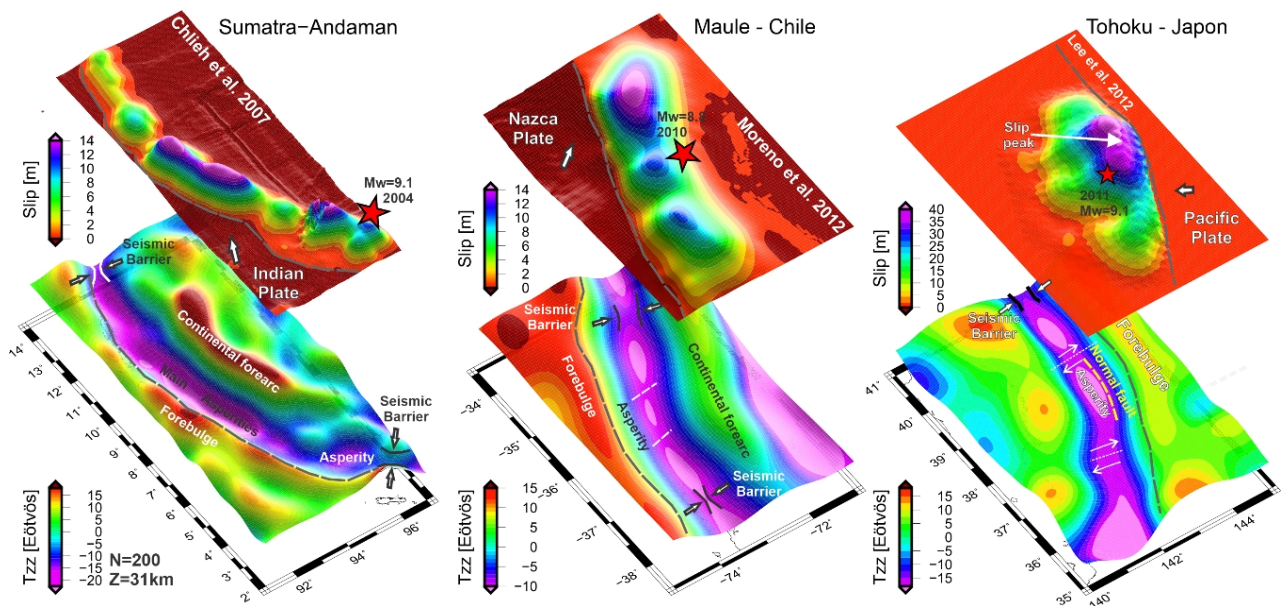


Figura 2. Gradiente vertical de la gravedad corregido por topografía (abajo) y modelos de deslizamiento co-sísmico para los terremotos de Sumatra-Andaman (Chlieh et al., 2007) a la izquierda, Maule-Chile (Moreno et al., 2012) al centro y a la derecha Tohoku-Oki en Japon (Lee et al., 2012). La segmentación sísmica se puede inferir por medio de los altos relativos en la señal del Tzz (que se correlacionan con zonas de bajo grado de acoplamiento inter-sísmico (Métois et al., 2016, por ejemplo)) los cuales indican heterogeneidades que se comportan como barreras a la propagación de la energía sísmica. Los lóbulos de mínimo Tzz están relacionados con zonas de máximo deslizamiento co-sísmico, alto grado de acoplamiento inter-sísmico y bajo *b-value* (Tormann et al., 2015, por ejemplo).

co-sísmicos registrados para este terremoto.

CONCLUSIONES

Al poder establecer una relación cualitativa y cuantitativa entre el *Tzz* y los modelos de deslizamiento co-sísmico podemos inferir que la distribución de densidades a lo largo del *megathrust* juega un papel dominante en el comportamiento sismogénico. Esta metodología nos permite mapear barreras a la propagación de la energía sísmica (Altos relativos en la señal *Tzz*) que se relacionan con la subducción de altos oceánicos, fallas a lo largo de la zona del antearco marino y también con anomalías de alta velocidad de onda *Vp* (Alvarez et al., 2019). Por otra parte, los lóbulos de *Tzz* mínimo no solo coinciden con las regiones de alto deslizamiento co-sísmico sino que también con regiones que presentan un alto grado de acoplamiento inter-sísmico, rupturas históricas y en algunos casos con bajo *b-value* previo a la ocurrencia de los sismos (asperezas sísmicas). La directividad sísmica también presenta un comportamiento asociado a la distribución de la estructura de densidades mapeada por medio del *Tzz*. A partir de estas observaciones, proponemos un modelo basado en la estructura que muestra el *Tzz*, en el cual el antearco marino está modelado fuertemente por la subducción de los altos oceánicos segmentándolo en bloques estilo *host-graben*. Los *horsts* estando asociados principalmente a la subducción de estas características del relieve oceánico y comportándose los *grabbens* como bloques que subsiden durante el periodo inter-sísmico (mostrando un alto grado de acoplamiento interplacas), bajo *b-value* y que se pueden mapear por medio de un bajo *Tzz* (GOCE *N* = 200). Durante la ruptura, estos bloques (asperezas) concentran el máximo deslizamiento co-sísmico, por medio de una inversión tectónica.

Agradecimientos Los autores reconocen el uso del software de mapeo GMT de Wessel et al. (2019): <https://www.generic-mapping-tools.org/>. Los modelos satelitales GOCE y los datos derivados se

pueden descargar del Centro Internacional de Modelos Terrestres Globales (ICGEM): <http://icgem.gfz-potsdam.de/home>. La corrección topográfica se puede realizar mediante modelado directo de campos gravitacionales en coordenadas esféricas siguiendo a [Uieda et al. \(2016\)](#), software disponible gratuitamente en Zenodo: [doi:10.5281/zenodo.582366](https://doi.org/10.5281/zenodo.582366), <http://tesseroids.leouieda.com>

REFERENCIAS

- Alvarez, O., Gimenez, M. E., & Folguera, A.** (2022). Analysis of the coseismic slip behavior for the Mw=9.1 2011 Tohoku-Oki earthquake from satellite GOCE vertical gravity gradient. *Frontiers in Earth Science*, 10. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.1068435>
- Alvarez, O., Gimenez, M. E., Folguera, A., Chaves, C., & Braitenberg, C.** (2019). Reviewing megathrust slip behavior for recent Mw>8.0 earthquakes along the Peru-Chilean margin from satellite GOCE gravity field derivatives. *Tectonophysics*, 769, 228188. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228188>
- Alvarez, O., Nacif, S., Gimenez, M., Folguera, A., & Braitenberg, C.** (2014). GOCE derived vertical gravity gradient delineates great earthquake rupture zones along the Chilean margin. *Tectonophysics*, 622, 198–215. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.03.011>
- Alvarez, O., Pechuan Canet, S., Gimenez, M. E., & Folguera, A.** (2021). Megathrust slip behavior for great earthquakes along the Sumatra-Andaman subduction zone mapped from satellite GOCE gravity field derivatives. *Frontiers in Earth Sciences*, Research Topic: Major to Great Earthquakes: Multidisciplinary Geophysical Analyses for Source Characterization. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.581396>
- Amante, C. & Eakins, B. W.** (2009). ETOPO1, 1 arc-minute global relief model: Procedures, data sources and analysis. Reporte técnico, NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. <https://doi.org/10.7289/V5C8276M>
- Baba, K. & Yoshida, T.** (2020). Geological structures controlled the rupture process of the 2011 m9.0 Tohoku-Oki earthquake in the Northeast Japan Arc. *Earth Planets Space*, 72(94). <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01212-3>
- Bletery, Q., Sladen, A., Delouis, B., Vallée, M., Nocquet, J.-M., Rolland, L., & Jiang, J.** (2014). A detailed source model for the Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake reconciling geodesy, seismology, and tsunami records. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119(10), 7636–7653. <https://doi.org/10.1002/2014JB011261>
- Bruinsma, S. L., Förste, C., Abrikosov, O., Lemoine, J.-M., Marty, J.-C., Mulet, S., Rio, M.-H., & Bonvalot, S.** (2014). ESA's satellite-only gravity field model via the direct approach based on All GOCE Data. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 7508–7514. <https://doi.org/10.1002/2014GL062045>
- Chlieh, M., Avouac, J. P., Hjorleifsdottir, V., Song, T. R. A., Ji, C., Sieh, K., & et al.** (2007). Coseismic slip and afterslip of the great Mw 9.15 Sumatra-Andaman earthquake of 2004. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 97(1A), S152–S173. <https://doi.org/10.1785/0120050631>
- Grombein, T., Heck, B., & Seitz, K.** (2013). Optimized formulas for the gravitational field of a tesseroid. *J. Geod.*, 87, 645–600. <https://doi.org/10.1007/s00190-013-0636-1>
- Janak, J. & Sprlak, M.** (2006). New software for gravity field modelling using spherical harmonics. *Geod. Cartog. Hor.*, 52, 1–8. <https://archivnimapy.cz/k/zemvest/cisla/Rok200601.pdf>. (in Slovak). 681.306:550.312
- Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C., Koper, K., Hutko, A., Ye, L., Yue, H., & Rushing, T.** (2012). Depth varying rupture properties of subduction zone megathrust faults. *J. Geophys. Res., Solid Earth*, 117, B04311. <https://doi.org/10.1029/2011JB009133>
- Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Baez, J., Klotz, J., Oncken, O., & et al.** (2012). Toward understanding tectonic control on the Mw 8.8 2010 Maule Chile earthquake. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 321–322, 152–165. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.01.006>
- Métois, M., Vigny, C., & Socquet, A.** (2016). Interseismic coupling, megathrust earthquakes and seismic swarms along the Chilean subduction zone (38°–18°S). *Pure Appl. Geophys.*, 173, 1431–1449. <https://doi.org/10.1007/s00024-016-1280-5>
- Pail, R., Bruinsma, S., Migliaccio, F., Förste, C., Goiginger, H., Schuh, W. D., Höck, E., Reguzzoni, M., Brockmann, J. M., Abrikosov, O., Veicherts, M., Fecher, T., Mayrhofer, R., Krasbutter, I., Sansò, F., & Tscherning, C. C.** (2011). First GOCE gravity field models derived by three different approaches. *J. Geod.*, 85, 819–843. <https://doi.org/10.1007/s00190-011-0467-x>
- Rummel, R., Yi, W., & Stummer, C.** (2011). GOCE gravitational gradiometry. *J. Geodyn.*, 85(11), 777–790. <https://doi.org/10.1007/s00190-011-0500-0>
- Tormann, T., Enescu, B., Woessner, J., & Wiemer, S.** (2015). Randomness of megathrust earthquakes implied by rapid stress recovery after the Japan earthquake. *Nat. Geosci.*, 8, 152–158. <https://doi.org/10.1038/ngeo2343>

- Uieda, L., Barbosa, V., & Braitenberg, C.** (2016). Tesseroids: Forward-modeling gravitational fields in spherical coordinates. *Geophysics*, F41–F48. <https://doi.org/10.1190/geo2015-0204.1>
- Wei, S., Graves, R., Helmberger, D., Avouac, J. P., & Jiang, J.** (2012). Sources of shaking and flooding during the Tohoku-Oki earthquake: A mixture of rupture styles. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 333–334, 91–100. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.04.006>
- Wessel, P., Luis, J. F., Uieda, L., Scharroo, R., Wobbe, F., Smith, W. H. F., & Tian, D.** (2019). The Generic Mapping Tools Version 6. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20, 5556–5564. <https://doi.org/10.1029/2019GC008515>