GEOACTA **40**(1): 10-24 (2015) ISSN 1852-7744
© 2015 Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas

CAMBIOS TEMPORALES DE LA GRAVEDAD (g4D) RELACIONADOS CON SISMOS DE MAGNITUD MODERADA EN EL FRENTE DE DEFORMACIÓN DE SAN JUAN

TEMPORAL CHANGES OF GRAVITY (g4D) RELATED TO MODERATE EARTHQUAKES MAGNITUDE IN THE DEFORMATION FRONT OF SAN JUAN

Leiva, Flavia[1], Ruiz, Francisco[2], Sisterna, Jorge[2], Cara, Enrique[2], Acosta, Gemma[2], Taillant, José L.[2]

[1]CONICET - Instituto Geofísico-Sismológico Volponi (IGSV), Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan.
[2] Instituto Geofísico-Sismológico Volponi (IGSV), Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan.
E-mail: mariaflavialeiva@gmail.com

RESUMEN

Con el objetivo de identificar y modelar las estructuras corticales activas en el frente orogénico de los Andes sanjuaninos se están efectuando estudios geofísicos y geodésicos. Hasta el presente, desde modelos gravi-magnetométricos, del análisis de 15 años de variaciones temporales de la gravedad (Gravimetría 4D) y recientes mediciones GPS, se están generando datos dirigidos a interpretar la deformación pre-, co- y post-sísmica asociada a sismos de magnitud moderada en la región más densamente poblada de San Juan.

En el presente trabajo se analiza la evolución de los cambios de gravedad en los últimos 15 años. Para ello se ha estudiado el comportamiento estadístico temporal en 57 estaciones gravimétricas pertenecientes a la RED G2, que acumulan en ese lapso de tiempo más de 8 remediciones de gravedad con metodología de alta precisión. Hemos encontrado cambios de gravedad relacionados con actividad sísmica de magnitudes moderadas en la quebrada de La Flecha en 2007 y cerro Barboza en 2012 confirmados con mediciones GPS. La evolución de los gradientes temporales de gravedad se alinea en cuatro subregiones que rodean a la ciudad de San Juan y son el resultado de actividad tectónica de fallas en el basamento cristalino, según se interpreta desde los modelos gravi-magnetométricos propuestos.

Palabras clave: Detección de movilidad cortical, gravimetría 4D, GPS

ABSTRACT

In order to identify active cortical structures and to prepare models of the orogenic Andean front of San Juan, geophysical and geodetics surveys are conducted. So far, from gravity and magnetic models, the analysis of 15 years of temporal variations of gravity (Gravity 4D) and recent GPS measurements are aimed at interpreting data generated pre- co- and post-seismic deformation associated with earthquakes moderate magnitude in the most densely populated San Juan.

The evolution of gravity changes in the last 15 years are analyzed in this paper. The temporal statistical behavior in 57 gravity stations belonging to the Red G2 has studied, which span over 8 reoccupations of gravity with high precision methodology. We found gravity changes related to seismic activity of moderate magnitude on the quebrada de La Flecha (2007) and Barboza hill (2012) confirmed by GPS data. Surrounding the San Juan city the obtained temporal evolution of the gravity gradients are aligned in four subregions and are the result of tectonic activity from faults in the crystalline basement, this was interpreted from gravity and magnetics proposed models.

Keywords: crustal movement detection, 4D gravimetry, GPS

INTRODUCCIÓN

La zona de estudio se ubica en el antepaís de los Andes Centrales del sur de San Juan (Figura 1). Este cinturón orogénico es el resultado del levantamiento por compresión durante tres episodios principales de deformación que ocurrieron desde el Cretácico al Cuaternario. Actualmente el acortamiento en el orógeno se localiza en la faja de empuje del antepaís, principalmente en la región limítrofe entre la Precordillera y Sierras Pampeanas Occidentales (Vergés et al., 2007).

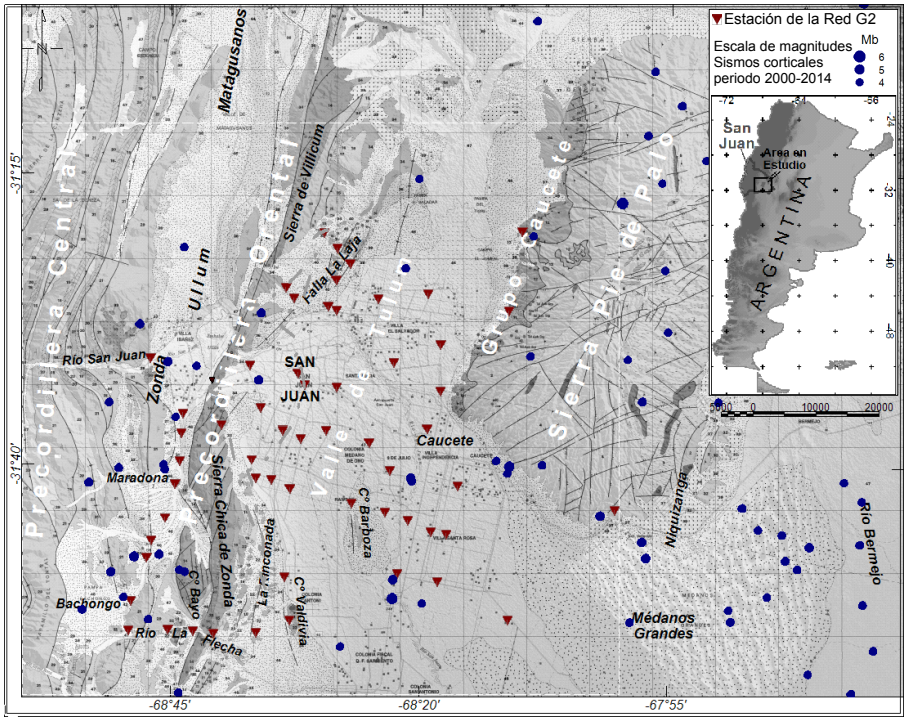

Figura 1. Mapa de ubicación de la zona en estudio. En marrón estaciones gravimétricas Red G2, en azul sismos corticales de magnitud superior a 4. Línea de trazos en gris límite del acuífero libre. Línea de trazos en blanco área de análisis.

Figure 1. Map of the study area. In brown, gravity station of Red G2; in blue crustal seismic events with magnitude greater than 4. Gray dashed line, unconfined aquifer boundary. White dashed line, analyzed area.

El régimen de esfuerzos regional está relacionado con la subducción subhorizontal de la placa de Nazca bajo la Sudamericana (Cahill y Isacks, 1992, Anderson et al., 2007), característica que determina la migración hacia el este del frente orogénico, la ausencia de vulcanismo, la intensa sismicidad de intraplaca y la notable actividad neotectónica ubicada principalmente en el frente orogénico (Ramos et al., 2002).

El sector de Sierras Pampeanas Occidentales está caracterizado por rocas metamórficas de basamento abarcando el terreno de Pie de Palo al este y la faja de Angaco (mármoles y cuarcitas) al oeste. Esta provincia geológica está caracterizada por su tectónica de piel gruesa con vergencia hacia el oeste (Jordan y Allmendinguer, 1986, Ramos et al., 2002). El sector precordillerano, en el que no afloran rocas de basamento, está caracterizado por sedimentitas correspondientes a un margen pasivo paleozoico inferior desarrollado sobre el terreno Precordillera (Astini 1998). En la Precordillera Oriental afloran las rocas sedimentarias más antiguas de la comarca, correspondientes al Cámbrico inferior, las fallas y planos axiales de pliegues inclinan hacia el este, al igual que en la región pampeana. En la Precordillera Central los afloramientos más antiguos son ordovícicos, las fallas y planos axiales de pliegues inclinan hacia el oeste (Baldis et al., 1990).

El límite entre la Precordillera Central y Oriental está dado por la depresión tectónica e intermontana del valle de Matagusanos-Ullum-Zonda (Perucca et al., 2008, Zambrano y Suvires, 2008) por debajo del cual se desarrolla una zona triangular (Vergés et al., 2007). En este sector se contraponen los estilos tectónicos de la Precordillera Central, caracterizada por su deformación epidérmica y vergencia este, con el estilo pampeano de deformación de la Precordillera Oriental (Perucca y Ruiz, 2014). Estudios recientes (Ramos et al., 2002, Meigs et al., 2007, Verges et al., 2007, Meigs y Nebelek, 2010, Deblin et al., 2012) interpretan a toda la Precordillera como una faja plegada y corrida de piel fina con vergencia oriental.

Modelos geodésicos basados en datos de GPS (Kendrick et al., 2006), sugieren que la tasa de deformación permanente en el retroarco es del orden de 3 mm/año en la Precordillera sanjuanina y que la deformación activa más importante está ocurriendo en una delgada faja de 50 km de ancho asociada con el frente orogénico. La falta de cobertura de estaciones GPS hizo imposible distinguir las estructuras menores que están

acumulando deformación, por otro lado la componente vertical de la deformación es la menos precisa en las mediciones GPS (los errores verticales son el triple que los horizontales).

Ruiz et al. (2011) investigaron el campo de variaciones temporales de la gravedad (Δg_{4D}) de la red de control gravimétrico (RED G2), que abarca el sur del frente de deformación de San Juan (Figura 1). En el periodo 2000-2009 los valores de gravedad medidos con alta precisión, anual o bianualmente, se ajustaron muy bien con regresiones estadísticas lineales. Estos "ritmos de variación gravimétrica", filtrados de efectos producidos por los niveles de las aguas subterráneas, alcanzaron valores de hasta -0,010 mGal/año en ese periodo. Hasta el 2009 las zonas de mayor variación de la gravedad (mayor actividad tectónica) se correspondieron con cuatro gradientes que rodean a la ciudad de San Juan (Fig. 3a y b): a) al oeste un gradiente positivo relacionado con la falla Villicum-Ullum-Zonda; b) al norte del río San Juan, con dirección ONO-ESE, un fuerte gradiente negativo que une el sur de la Sierra de Villicum con el sudoeste de la Sierra de Pie de Palo (-0,010 mGal/año); c) alineación de mínimos gravimétricos en el sistema de fallas del Tulum (lineamiento que se desarrolla desde el sudoeste de Pie de Palo hasta el Cerro Barboza) con hasta Δg_{4D}=-0,010 mGal/año y d) lineamiento Barboza-Médanos Grandes, transversal al rumbo del sistema de fallas del Tulum.

En el presente trabajo se analiza la evolución de los cambios de gravedad en los últimos 15 años. Para ello se ha estudiado el comportamiento estadístico temporal en 57 estaciones gravimétricas pertenecientes a la RED G2, que acumulan en ese lapso de tiempo más de 8 remediciones de gravedad con metodología de alta precisión (Ruiz et al., 2011). Durante este período se han analizado la evolución de los cambios de gravedad, los mismos han sido relacionados con actividad sísmica de magnitudes Mb~5, en los años 2007 y 2012 (Figura 1). Se han detectado patrones de comportamiento similar para todas las estaciones agrupadas en las cuatro estructuras activas estudiadas por Ruiz et al. (2011). Algunas de estas subregiones exhiben cambios de signo en sus gradientes asociados con sismos de magnitud ~5. Se han generado modelos gravimétricos y magnetométricos desde nuevos datos medidos en la región en estudio. Estos modelos prueban que las estructuras activas analizadas involucran el basamento cristalino. Se han medido, además, gradientes verticales de gravedad en 22 estaciones de la Red G2 que permiten cuantificar las deformaciones verticales desde los cambios temporales de la gravedad. Se estima que las deformaciones verticales pueden alcanzar los 10 cm en los últimos 15 años.

METODOS

Cambios Temporales De Gravedad g4D

Las mediciones precisas de gravedad empleando gravímetros geodésicos son capaces de detectar variaciones del orden de ±0,005 mGal (1 mGal = $10^{-5}ms^{-1}$) relacionadas con esfuerzos tectónicos que generan redistribución de masas (Gabalda et al., 2003, Ukawa et al., 2010, Ruiz *et al*. 2011). Es decir, desplazamientos verticales de la superficie topográfica, variaciones de densidad o flujo de masas en el interior de la tierra. En ausencia de mediciones topográficas simultáneas a las gravimétricas, se acepta que un ascenso topográfico se ve reflejado en una disminución de la gravedad observada y viceversa (Groten y Becker, 1995, Introcaso et al., 1999).

Cambios de gravedad debidos a variaciones del nivel de aguas subterráneas

El Valle de Tulum comprende la región central de la zona en estudio, está caracterizado hidrológicamente por su acuífero que se desarrolla en depósitos cuaternarios aluviales y eólicos, de permeabilidad variable, que yacen sobre sedimentos terciarios de baja o nula permeabilidad (Zambrano, 1986). El espesor del relleno cuaternario varía desde algunas decenas de metros en el piedemonte de la Precordillera Oriental, alcanza unos 700 m en el centro del valle y disminuye a 200 m en el sistema de fallas del Tulum. Está compuesto por gravas y arenas con intercalaciones lenticulares de limos y arcillas que se hacen más importantes hacia el este del valle (Lloret y Suvires, 2006).

Las mediciones precisas de gravedad son sensibles a las variaciones de los niveles de las aguas subterráneas. La atracción gravitacional de una capa de 1 m de espesor de agua es 0,042 mGal. Si la porosidad del acuífero es p, la densidad del gas removido (aire) es σ_{rem}, y si la fracción de espacio poral ocupada por el agua (saturación) es S, el incremento en gravedad dg_g observada sobre el acuífero por el ascenso del nivel del agua dz es: $dg_g = p.(1-\sigma_{rem}).S.dz.0{,}042$ mGal. Este modelo es aproximado ya que asume una capa lateralmente infinita, con porosidad y saturación uniformes, sin embargo, no son esperables diferencias en dg_g que superen el 10% si lo comparamos con modelos más realistas (Pool 2008).

Estudios hechos por el Centro Regional de Aguas Subterráneas (CRAS, San Juan) indican que el techo del acuífero se encuentra a profundidades que oscilan entre 0 m y 200 m. El acuífero cambia gradualmente desde acuífero libre, en el piedemonte aluvial precordillerano, a semiconfinado y confinado hacia el este, en el valle del río San Juan (Zambrano, 1986). Los niveles estáticos varían temporalmente de acuerdo con la recarga proveniente, principalmente del río San Juan. Las precipitaciones son mínimas en la región, menores que 100

mm/año. Un factor de variación muy importante es la extracción por bombeo para riego agrícola (de uso muy intenso en primavera-verano) y posterior reinfiltración parcial. Esto hace que, con los datos existentes, el régimen de variación de los niveles estáticos de las aguas subterráneas sea de difícil modelización.

Desde ensayos de pozo en el valle de Tulum (CRAS, San Juan) se obtuvieron valores muy variables para p y S: $0,05 \leq p \leq 0,25$ y $S \sim 0,70$; asumiendo $\sigma_{rem} = 0$ kg.m^{-3}, el cambio de gravedad por cada metro de incremento en el nivel estático será: $0,0015 \leq dg_g/dz \leq 0,0073$ mGal/m (Ruiz et al., 2011).

En este trabajo, la información gravimétrica se procesó junto con datos de niveles estáticos en perforaciones (Base de datos del CRAS). El CRAS tomó niveles de aguas subterráneas 2 o 3 veces por año hasta Noviembre de 2000 y luego en forma discontinua. Estos datos indican variaciones máximas, hasta el año 2011, del orden de 5 m en el acuífero libre, considerando p máxima, el efecto gravitatorio máximo debería ser dg_g=0,035 mGal. Hacia el este, a 10 km de la Precordillera Oriental, el acuífero se transforma en confinado, con lo cual la variación máxima acumulada sería de dg_g =0,011 mGal, del orden del error instrumental (Ruiz et al., 2008).

Para evaluar con mayor detalle dg_g, desde 2007 se está monitoreando simultáneamente la gravedad y el nivel estático de las aguas subterráneas en cinco pozos cercanos a puntos de la Red G1, emplazados tanto en acuífero libre como en confinado. Resultados de estos estudios indican que hasta 2012, dg_g no superó los 0,015 mGal, a pesar de que se midieron cambios de hasta 3 m en el nivel estático. Por otro lado, no se encuentran aún relaciones directas entre cambios del nivel de las aguas subterráneas con cambios de gravedad. En los 2 últimos años el descenso de los niveles de aguas subterráneas superó los 10 m en acuífero libre y es de hasta 2 m en la región del acuífero confinado (campañas 2012 a 2015). Esto ha triplicado dg_g, por lo que en el último periodo de análisis éste efecto ha dejado de ser un ruido aleatorio despreciable en la señal gravimétrica.

Metodología para las mediciones de g4D

Los puntos fijos de la Red G2 (Fig. 1) fueron vinculados con mediciones precisas de gravedad (g) en campañas anuales o bianuales realizadas desde el año 1999 hasta el presente. Los valores de cada estación gravimétrica se refirieron al punto fijo de gravedad (gIGSV) del Instituto Geofísico Sismológico "Ing. Fernando S. Volponi" (IGSV), perteneciente a la red de orden cero del Instituto Geográfico Nacional (ex IGM). La estación gIGSV posee determinaciones de gravedad absoluta en los años 1990, 2006 y 2014. También ha sido vinculada periódicamente (años: 2004, 2006, 2009, 2011 y 2013) con una estación de control gravimétrico ubicada en una región tectónicamente más estable, Nodal 147, en la localidad de Chepes, provincia de La Rioja (Ruiz et al., 2011).

En las mediciones se emplearon gravímetros geodésicos automáticos (Scintrex CG-3 y Scintrex CG-5), con resolución de 0,005 mGal y 0,001 mGal, respectivamente. Para asegurar la precisión de los instrumentos (g_n=±0,010 mGal) en cada campaña se realizaron controles de deriva instrumental, controles de calibración (Ruiz et al., 2008) y los procedimientos de medición de alta precisión descriptos a continuación.

En cada campaña de medición gravimétrica se reocuparon los puntos fijos de la red. Se dividió a la Red G2 en circuitos cerrados (1 circuito por día de medición), con arranque y cierre de mediciones en la estación gIGSV. Los cierres de cada circuito no superaron la precisión del gravímetro (±0,010 mGal), precisión mantenida para cada campaña (10 a 15 días de mediciones por año) en el cierre total de los circuitos cerrados de medición de la red.

Para corregir la deriva no lineal del instrumento, en cada circuito cerrado las determinaciones de la gravedad (g) se efectuaron por el método del rulo (Introcaso, 1997) con tres ciclos de medición por estación (3 repeticiones por punto fijo).

Para cada ciclo de medición se registraron series temporales de gravedad durante más de 20 minutos, a razón de una lectura de gravedad por segundo. El valor de g de cada estación, por ciclo de medición, se determinó promediando los últimos 5 minutos de la serie temporal para eliminar posibles cambios de tara del gravímetro (deriva dinámica), provocados en el transporte del instrumento (Ferguson et al., 2007). Los valores de g medidos fueron corregidos por variaciones temporales (g_t), entre ellas, por marea, variaciones de temperatura, desnivel y vibraciones (Ruiz et al. 2,008 y 2011).

Finalmente, se aplicó un ajuste de red a todas las estaciones (con 3 ciclos de medición) reocupadas en cada campaña. Esto contribuyó a evaluar su coherencia interna, estimar y minimizar sus errores mediante compensación de bases por ajuste de mínimos cuadrados, (Ruiz et al., 2011). Luego de este ajuste, las precisiones para la gravedad observada son del orden de ±0,005 mGal por estación en cada campaña.

Determinación de los cambios temporales de gravedad (g4D)

Se analizan los cambios de gravedad en los puntos fijos de la Red G2 que han sido medidos más de ocho veces a lo largo de los últimos 15 años. En cada una de las 57 estaciones que cumplen con esta condición se

analizaron las series de tiempo de g4D y ajustaron, mediante regresiones estadísticas lineales, los valores de gravedad medidos en función de tendencias lineales claras (Figura 2). Las pendientes de las rectas de regresión representan las velocidades de los cambios gravimétricos asociados con aumentos o disminución de la gravedad sostenidos en el tiempo.

En cada estación se calculó mediante la ecuación (1):

$$g_{ij} = m_i * \quad t_j + \quad b_i \quad (1)$$

Dónde: g_{ij}: gravedad medida con alta precisión (mGal), en la estación *i*, en cada campaña *j*; m_i: pendiente del ajuste estadístico lineal (mGal/año); t_j: tiempo (en años); b_i: ordenada al origen (mGal).

El parámetro *m* representa la rapidez de las variaciones de la gravedad en cada punto fijo de la red (Figura 2). En muchas estaciones se observan cambios en la pendiente m_i en función del tiempo. Esto debe interpretarse como cambios locales en los patrones de deformación en las estructuras tectónicas del área bajo estudio.

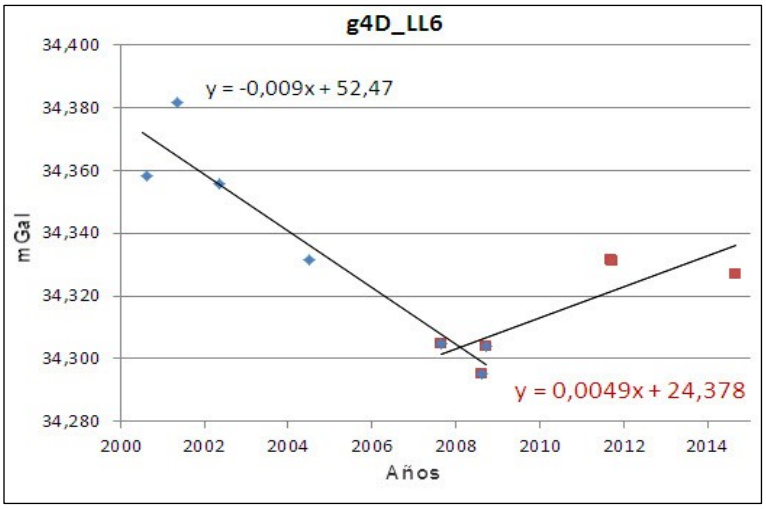

Figura 2. Ejemplo de determinación de variaciones de gravedad con el tiempo g4D, en la estación LL6 se observan dos claras pendientes (m_{LL6}) en las rectas de regresión lineal, con cambios de comportamiento gravimétrico (tectónico) en 2009.

Figure 2. Time gravity variations (g4D) example at LL06 bench mark, located in La Laja fault, two clear sloped are observed (m_{LL06}) in both straight linear regression with changes of gravity behavior in 2009. Blue: gravity values measured for 2000-2009; in red, gravity measurements from 2009.

Las variaciones del campo gravitatorio relacionadas con el fenómeno sísmico son complejas funciones temporales que resultan de una superposición de cambios debidos a deformación elástica, viscoelástica y migración de fluidos (Hayes et al., 2006). Sin embargo, en una aproximación lineal, el signo de ***m*** tiene relación inversa con la movilidad cortical en dirección vertical, es decir, (*-m*) puede interpretarse como ascenso topográfico y (*+m*) como descenso altimétrico (Hayes et al., 2006).

Existen varios modelos para explicar la evolución del campo gravitatorio (*dgz*) y los cambios topográficos (*dz*) en fuentes sismogénicas (Walsh y Rice, 1979, Rundle 1982, Sun y Okubo, 1993, Tanaka et al., 2006, Doglioni et al., 2014). Los dos más aceptados surgen de analizar los cambios de gravedad desde la deformación en un semiespacio homogéneo y elástico, estos son: a) fuente por dilatación, donde la deformación implica la expansión de un volumen de roca en el subsuelo con la consecuente disminución de su densidad (con o sin migración de fluidos en la zona de ruptura) y la elevación topográfica de la estación gravimétrica; b) fuente por deslizamiento de falla, donde la deformación genera deslizamiento de rocas en el subsuelo y cambio topográfico en la dirección de la deformación. Para (a) el cambio gravimétrico se debe principalmente al gradiente de aire libre por la variación altimétrica de la estación ($dg_Z \approx -0{,}309.dz$ mGal). En (b) se contrarrestan los cambios de masa del deslizamiento con el gradiente de aire libre, para una falla de empuje se acepta $dg_Z \approx -0{,}200.dz$ en mGal (Walsh y Rice, 1979, Tanaka et al., 2006). Introcaso et al. (1999) sugirieron que el modelo de dilatación es el que mejor explica las relaciones dg_Z/dz en el estudio co- y post-sísmico del terremoto de Niquizanga de 1977 (Ms 7.3), con gradientes verticales de la gravedad anómalos que alcanzan 0,400 mGal/m (Volponi et al., 1982, Ruiz et al., 2012). El modelo de Doglioni et al. (2014) es una combinación de a y b, para fallas de empuje se esperan dgz<-0,309.dz mGal.

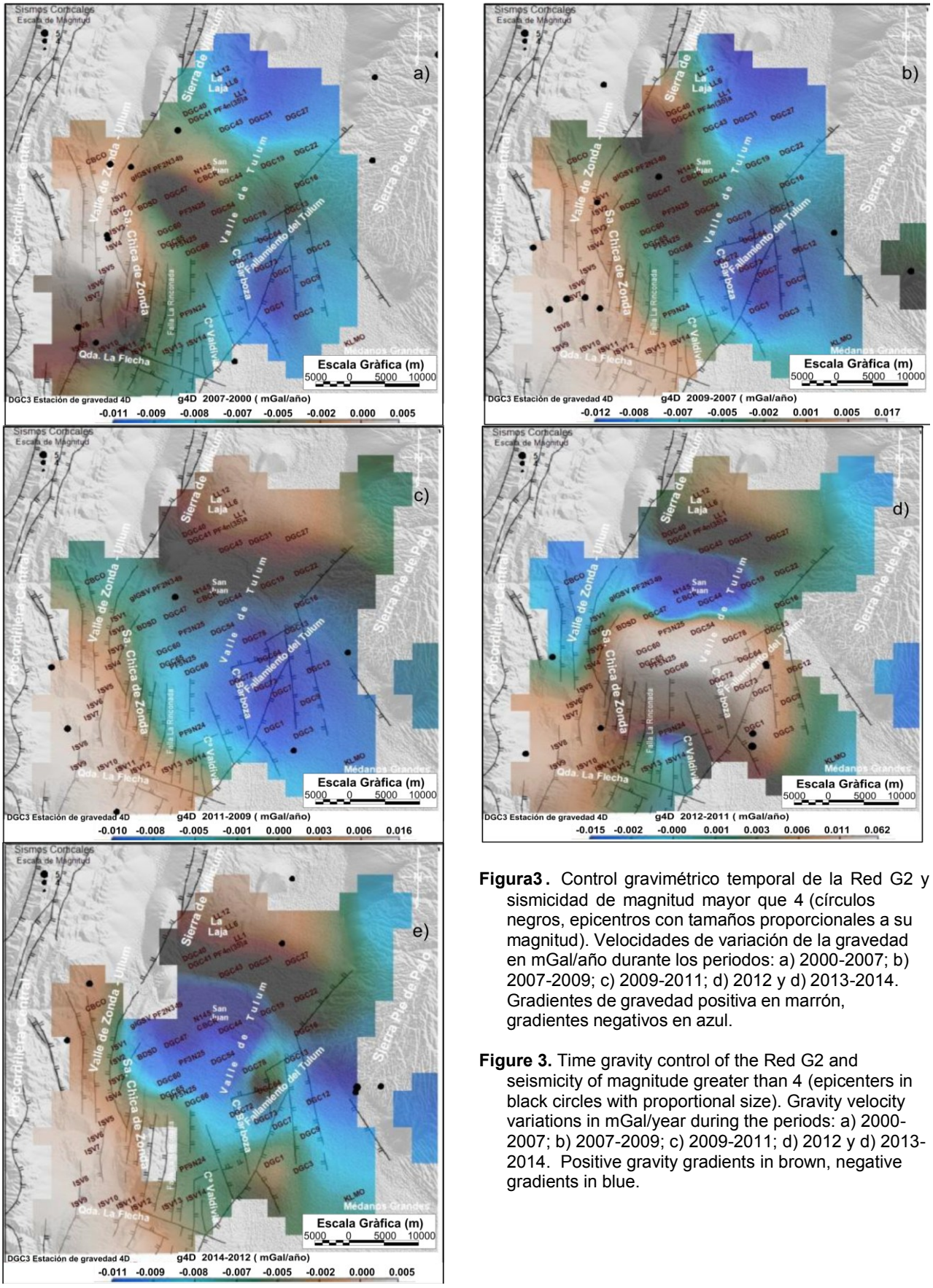

Figura3. Control gravimétrico temporal de la Red G2 y sismicidad de magnitud mayor que 4 (círculos negros, epicentros con tamaños proporcionales a su magnitud). Velocidades de variación de la gravedad en mGal/año durante los periodos: a) 2000-2007; b) 2007-2009; c) 2009-2011; d) 2012 y d) 2013-2014. Gradientes de gravedad positiva en marrón, gradientes negativos en azul.

Figure 3. Time gravity control of the Red G2 and seismicity of magnitude greater than 4 (epicenters in black circles with proportional size). Gravity velocity variations in mGal/year during the periods: a) 2000-2007; b) 2007-2009; c) 2009-2011; d) 2012 y d) 2013-2014. Positive gravity gradients in brown, negative gradients in blue.

En este trabajo el análisis de g4D permite agrupar estaciones gravimétricas con comportamientos temporales similares por subregiones. Para visualizar la evolución temporal y espacial del campo de gravedad, se generó una base de datos en la que se volcó, estación, coordenadas y m_i en función del tiempo. Se verificaron regiones con cambios de pendiente en los años 2007, 2009 y 2012 (Figuras 2 y 4). En Figura 3 se muestra el campo de variaciones temporales de la gravedad $\boldsymbol{m_i}$ para los periodos 2007- 2000, 2009-2007, 2011-2009, 2012-2011 y 2014-2012.

En Figura 3 puede verse que los gradientes de g4D, en general se alinean en 4 subregiones que rodean a la ciudad de San Juan. Al oeste, en dirección submeridional el gradiente relacionado con el frente de levantamiento de la Precordillera Oriental (Villicum-Ullum-Zonda); al este el gradiente SO- NE relacionado con el sistema de fallas del Tulum; al norte con dirección O-E el gradiente que une La Laja con el SO de la Sierra de Pie de Palo y al sur, con dirección NO-SE, el lineamiento Médanos Grandes (Ruiz et al. 2011, Perucca y Ruiz, 2014) que une Médanos Grandes, cerro Barboza y atraviesa la Sierra Chica de Zonda por el norte de la quebrada de Maradona.

Algunas de estas subregiones exhiben cambios de signo en sus gradientes. Por ejemplo: A) Las estaciones ubicadas al sur de la Sierra Chica de Zonda (Figura 3a) muestran gradientes negativos de gravedad (probable ascenso topográfico) hasta el año 2007, desde esa fecha la gravedad aumenta en esa zona, el quiebre en los gradientes estaría asociado con el sismo del 22/02/2007 de Mb 4.7 con 2 réplicas de magnitud superior a 4 (Figura 3b). B) En el período 2000-2011, todas las estaciones localizadas en el lineamiento Médanos Grandes (rumbo~SE-NO), presentan disminuciones de g (Figura 3a,b,c), con muy buen ajuste en sus regresiones lineales (Figura 4), los mínimos (Δg4D ~ -0.010 mGal/año) se agrupan en las 8 estaciones ubicadas en el sistema de fallas del Tulum, al este del cerro Barboza. Aquí el 18/01/2012 ocurrió un sismo de Mb~5.3 y 18 réplicas de magnitud superior a 3, en esta subregión todas estas estaciones exhiben aumentos de g durante los primeros meses de 2012 (subsidencia) y desde 2013 sus gradientes han vuelto a ser negativos (Figura 4); el estudio de las series temporales de la estación permanente GRLS, ubicada a 15 km del epicentro confirma esta movilidad en la componente vertical. C) En la estructura con rumbo ~ E-W relacionada con el río San Juan, entre la Sa. de Villicum y el sudoeste de la Sa. de Pie de Palo, se generó un importante cambio de gradiente gravimétrico en 2009 (Figuras 2 y 3). Con aumentos de g en todas las estaciones ubicadas al norte y disminución de la gravedad en las estaciones del sur del río. En esta subregión la actividad sísmica fue escasa en este periodo.

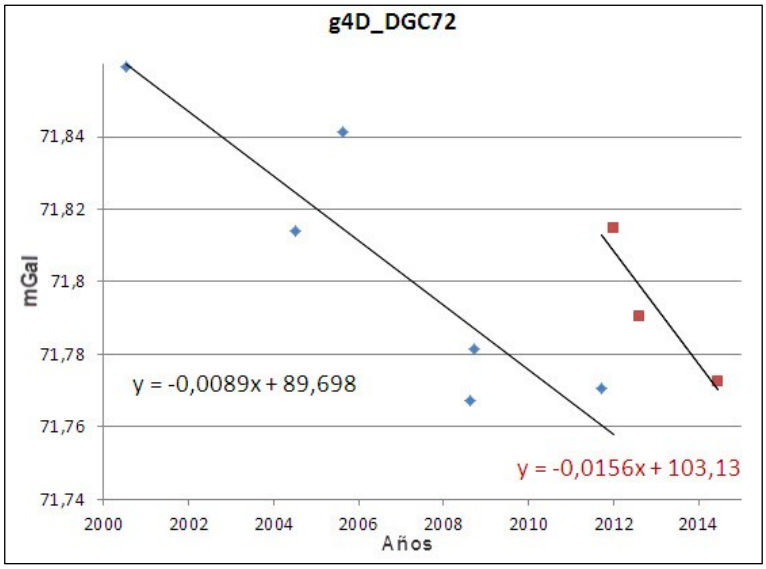

Figura 4. Ejemplo de determinación de variaciones de gravedad con el tiempo g4D en la estación DGC72, ubicada en el extremo norte del cerro Barboza, se observan dos claras pendientes (m_{DGC72}) en las rectas de regresión lineal, con cambios de comportamiento gravimétrico (tectónico) en 2012. En azul, valores de gravedad medidos hasta 2012; en rojo valores de gravedad observados desde 2012.

Figure 4. Time gravity variations (g4D) example at DGC72 bench mark, located at the North of Barboza hill, two clear sloped are observed (m_{DGC72}) in both straight linear regression, related with 18/01/2012 earthquake (Mb 5.3). Blue: gravity values measured for 2000-2012; in red, gravity measurements from 2012.

MODELOS GRAVI-MAGNETOMÉTRICOS DE CORTEZA SUPERIOR

Con el objetivo de identificar y modelar las estructuras activas que generan los cambios temporales de gravedad, se analizan a continuación las anomalías magnéticas y gravimétricas en la región bajo estudio.

Los datos gravimétricos tienen buena cobertura en la cuenca de antepaís, especialmente en el área comprendida entre la Precordillera Central y la Sierra de Pie de Palo (Leiva et al., 2012).

Para complementar la interpretación de la corteza superior se estudiaron las anomalías de intensidad de campo magnético total (Ruiz et al., 2011b).

Métodos de resalto para identificar contactos gravi-magnetométricos

Para detectar contactos con contrastes de densidad y susceptibilidad, relacionados con fallas, altos y bajos estructurales en la corteza superior se aplicaron filtros a las anomalías gravimétricas y magnéticas.

Señal Analítica "AS": Los bordes de las fuentes geológicas se identifican por los máximos de la amplitud de la Señal Analítica (Roest et al, 1992, Nabighian et al., 2005) (Figuras 5a y b). En perfiles magnéticos, tiene la ventaja de que el máximo de su amplitud es independiente de la inclinación, declinación, magnetización remanente y del buzamiento de las fuentes, este hecho facilita la interpretación en latitudes magnéticas bajas como en San Juan. AS es el modulo del gradiente total por lo que posee una dependencia directa con la amplitud de la anomalía observada, su valor dependerá del rango dinámico del campo potencial observado, es decir, los cuerpos superficiales son fuertemente resaltados en desmedro de las fuentes profundas, si estas no tienen elevada magnetización.

ETilt: Para evitar el predominio de los cuerpos superficiales sobre anomalías regionales de menor amplitud (fuentes profundas del basamento) se empleó el filtro ETilt (ecuación 2) (Figuras 5c y d), que es la relación entre la derivada vertical del campo potencial respecto al gradiente horizontal de su señal analítica (Arisoy y Dikmen, 2013).

$$ETilt = \tan^{-1}\left(k \quad \frac{\frac{dT}{dz}}{\frac{dA}{dx}^2 - \frac{dA}{dy}^2}\right), \; k = \frac{1}{}\sqrt{\Delta x^2 + \quad \Delta y^2} \qquad (2)$$

Donde T, campo magnético (gravimétrico); A, amplitud de la señal analítica; Δx y Δy distancia entre nodos de la grilla.

ETHDR: Es la derivada horizontal total del ETilt (Arisoy y Dikmen, 2013), este filtro produce resultados detallados para fuentes profundas dando respuestas agudas en los bordes de las estructuras (Figura 5e).

Anomalía Gravimétrica Residual: Para separar la respuesta gravimétrica de la corteza superior se aplicó la corrección por descompensación (Cordell et al., 1991). Se calculó una regional desde la prolongación ascendente a 35 km de altura de la anomalía isostática en el sistema de Airy-Heiskanen, teniendo presente que las anomalías contenidas en el campo prolongado a una altura adecuada deben tener origen en corteza inferior-manto superior, esta anomalía regional es substraída de la anomalía isostática para producir la anomalía isostática de descompensada "DA" (Ruiz et al., 2011). Las residual gravimétrica de la corteza superior se muestra en la Figuras 5f. En figura 5 a y b se grafica la señal analítica de las anomalías de Bouguer y de las anomalías magnéticas, respectivamente. Los colores cálidos son los máximos y los colores fríos son sus mínimos. Se observa muy buena correlación entre ambas cartas. El campo magnético permite diferenciar la fábrica magnética del basamento metamórfico de la sierra de Pie de Palo con fuerte alineación de anomalías en dirección SO-NE, atravesadas por estructuras transversales a este rumbo de los afloramientos (~NW-SE), mientras que las estructuras en Precordillera responden con lineamientos sigmoidales con orientación principal N-S. En ambas cartas se resaltan bien las estructuras del Sistema de Fallas del Tulum. En la figura se han superpuesto las fallas subsuperficiales inferidas por Zambrano-Suvires (2007) interpretadas desde datos de perforaciones y geoeléctrica. La AS de las anomalías gravimétricas enfatizan claramente los altos estructurales, entre ellos, el de la Precordillera Oriental, Pie de Palo, La Laja. En el sur del Valle de Tulum se distingue un alto que une el cerro Barboza con el sur de la Sierra Chica de Zonda. En ambas cartas las fallas interpretadas por Zambrano-Suvires (2007) se reflejan claramente. La SA del campo magnético tiene sus máximos en los intrusivos del cerro Blanco, en los afloramientos del cerro Valdivia y en la faja ofiolítica de Pie de Palo (Chernicoff et al., 2009). Hacia el sur de la sierra, donde el basamento se hunde, se continúan estas anomalías pero con amplitud menor. Los mínimos de la señal analítica se ubican sobre las rocas carbonáticas y en la cuenca sedimentaria del valle de Tulum. Los sedimentos rojos (Terciario y Carbonífero) tienen su expresión como altos en la señal analítica con longitud de onda relativamente corta.

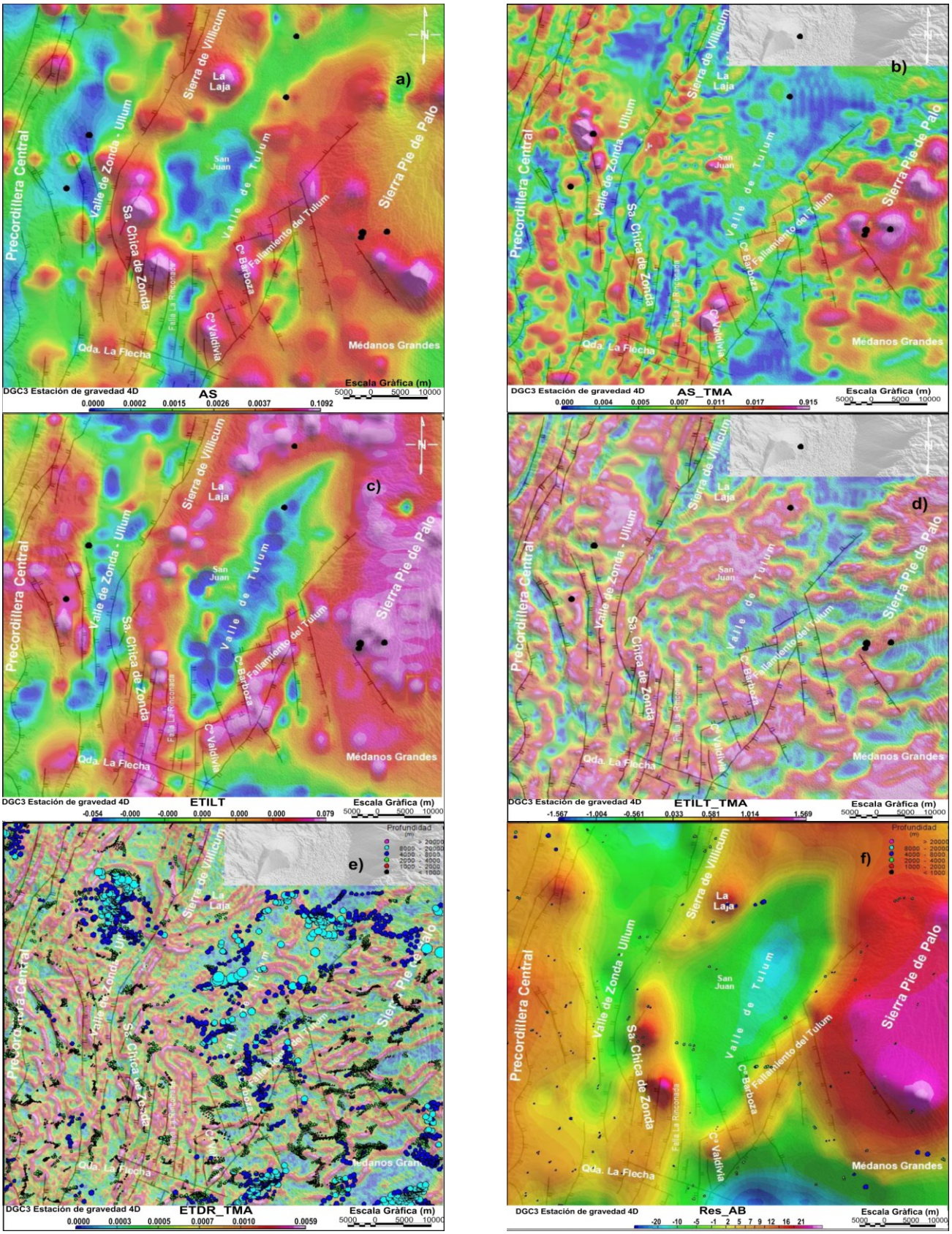

Figura 5. a y b) Señal analítica de las anomalías de Bouguer y magnéticas. c y d) Mapa de los filtros ETilt aplicados a la carta de datos gravimétricos y magnetometricos respectivamente. e) derivada horizontal total del ETilt y f) Mapa de anomalías gravimétricas residuales de la corteza superior.

Figure 5. a and b) Analytic signal of Bouguer and magnetic anomalies respectively. c and d) Etilt filter applied to the Bouguer anomaly and total magnetic anomaly maps. e) Total horizontal Etilt derivative of magnetic anomalies and f) Map of residual Bouguer anomalies of the upper crust.

Los mapas del filtro ETilt (Figuras 5c y d) muestran las señales de estructuras más profundas, probablemente del basamento cristalino. La señal del campo gravitatorio muestra los altos estructurales mencionados anteriormente y se observa en el norte un máximo que une la sierra de Villicum con el cerro Pie de Palo. Se ven claramente los mínimos relacionados con las cuencas sedimentarias del Valle de Tulum, Jocolí, Matagusanos-Ullum-Zonda, rodeadas por los altos de la Precordillera Central, Oriental y del Sistema de Fallas del Tulum. Se ven también algunos rasgos de dirección transversal al rumbo principal de las estructuras. La señal magnética identifica las estructuras resaltadas anteriormente, aunque prevalecen lineamientos de dirección O-E, especialmente al este de la Precordillera Oriental. Se aprecian claramente las alineaciones magnéticas relacionadas con las fallas interpretadas por Zambrano y Suvires (2007). El lineamiento Médanos Grandes se ve como máximos de longitud de onda intermedia (~10 km).

La carta del ETDR de las anomalías magnéticas (Figura 5e) muestra con buena nitidez lineamientos en el basamento cristalino. La fábrica magnética del basamento del Valle de Tulum es semejante a la de la Sierra Pie de Palo y su continuación sur, en la que predominan estructuras de dirección SO-NE y SE-NO. En cambio en la Precordillera las estructuras principales tienen rumbo N- S.

La figura 5f es el mapa de anomalías gravimétricas residuales de la corteza superior (DA), donde en colores fríos se graficaron las anomalías residuales negativas (déficit de masa) y en colores cálidos las residuales positivas (excesos de masa). La reducción del rango dinámico en el mapa DA acentúa las estructuras geológicas en corteza superior, principalmente, del basamento cristalino. A través de su análisis pueden interpretarse las más importantes, particularmente los altos del basamento (máximos gravimétricos) en Precordillera Oriental y Central. El sector central y sur de la sierra de Pie de Palo y su continuación por debajo de Médanos Grandes se ve como el máximo más conspicuo, esto se debe a la composición densa de sus rocas. Un rasgo muy significativo es el alto gravimétrico generado por el sistema de fallas del Tulum, en el que se resalta una segmentación en bloques con dirección submeridional y transversales al rumbo principal, es un alto en el basamento cristalino, según las Deconvoluciones de Euler superpuestas, las profundidades medias al basamento cristalino varían entre 0 a 2 km en este sistema de fallas, mientras que alcanzan 4 km bajo la ciudad de San Juan y aumentan a más de 5 km hacia el sur, en la cuenca de Jocolí (Figura 5f).

Es notable la correspondencia de la residual gravimétrica con las fallas descritas por Zambrano y Suvires (2008), las que pueden interpretarse como la expresión subsuperficial (que afecta a la cobertura sedimentaria) del fallamiento en bloques del basamento cristalino resaltado por las anomalías gravimétricas.

Modelado por inversión semiautomática

Se aplicó a las anomalías magnéticas el método de Deconvoluciones Standard de Euler descripto por Reid et al. (1990). El método, obtiene las soluciones por inversión de la ecuación de homogeneidad de Euler en ventanas de área fija (en nuestro caso de 6 km x 6 km), estas se desplazaron con corrimientos de 1km de este a oeste y de norte a sur hasta barrer toda la carta de anomalías. Los modelos geológicos son impuestos por el índice estructural (SI), para delinear fallas en este trabajo se usaron SI=0.5 (Reid y Thurston, 2012). Los resultados se muestran en la Figura 5e, superpuestas a la carta del ETDR. Las soluciones se ubican en contactos marcando claramente las profundidades de estructuras en el basamento, dominan las soluciones con profundidades entre 1 y 10 km.

Se calcularon también Deconvoluciones Localizadas de Euler (Figura 5f), estas son ralas pero más precisas, debido a que el método consiste en calcular primero la señal analítica. Luego se utiliza la posición de los máximos de la señal analítica para calcular la solución en función de la anomalía detectada y con el rango dinámico determinado por la señal analítica, con lo cual se reducen la cantidad de soluciones obtenidas a partir de la ecuación de homogeneidad de Euler.

Los resultados verifican las estructuras descriptas en el apartado métodos de resalto y se enfatizan al menos dos estructuras con dirección NO-SE, una al sur del Cerro Pie de Palo, donde dominan soluciones de 5 km de profundidad. La otra más al sur, coindice con el lineamiento Médanos Grandes con soluciones que varían entre 1 a 5 km pasando por altos y bajos estructurales en el sistema de fallas del Tulum.

Modelo por inversión gravimetrica de la corteza superior

Para evaluar cuantitativamente las profundidades al basamento en la región con mejor cobertura de datos gravimétricos se calculó un modelo por inversión gravimétrica 3D desde la anomalía residual DA (Figura 5f). Se empleó el programa GMSYS 3D que utiliza el método de Parker (1972) con las mejoras de Caratori et al. (2007), implementadas por Phillips et al. (2007) con algoritmos de ajuste iterativo.

Se preparó un modelo por inversión de tres capas: topografía con densidad lateral variable, sedimentos con densidad vertical variable y basamento con densidad fija.

El campo gravitatorio se drapeó a una altura constante (4250 m) mínima pero superior a la máxima cota del terreno. La técnica de drapeado utiliza el algoritmo de Cordell y Lindrith (1985) que consiste en calcular la

continuación ascendente del campo gravitatorio obtenido en superficies rugosas a un plano de altura constante.

La topografía (SRTM 90) se modeló considerando una grilla con variación lateral de densidades, que varían entre 2,4 g/cm^3 para sedimentos modernos, 2,5 g/cm^3 a 2,55 g/cm^3 para sedimentos paleozoicos y 2,75 g/cm^3 para afloramientos del basamento cristalino. Las densidades consideradas fueron obtenidas de densidades medias típicas para afloramientos y de pozos de exploración.

Las densidades empleadas en el modelado del espesor sedimentario con densidad vertical variable fueron obtenidas a partir de registros sónicos compensados de los pozos Las Peñas (SP.es-1) y Matagusanos (MES.X-1) YPF S.E. (1981). Se efectuaron ajustes con regresiones matemáticas por tramos y considerando el registro del *caliper* (para eliminar los datos en zonas de registro de lodo) se calcularon los promedios ponderados de los distintos tramos. El basamento fue modelado utilizando una densidad de 2,75 g/cm^3, determinados desde relaciones densidad-velocidad de ondas P (Broucher, 2005) de datos de tomografía sísmica de la región (Furlani et al., 2014).

El modelo de inversión se calculó basado en cuatro superficies: a) plano de observación a 4250 m de altitud (fijo); b) superficie topográfica (fija) modelada con densidad lateral variable hasta la cota media de los pozos 600 m; c) Superficie del basamento, modelada con densidad vertical variable desde los datos de perfiles sónicos; d) fin de corteza superior en un plano a 20 km con densidad de 2,75 g/cm^3.

En la Figura 6, se presenta el modelo del basamento cristalino en una grilla de 5 km x 5 km, define muy bien los altos de basamento de la Precordillera Oriental y Central, con profundidades de entre 1 y 2 km, separados por la cuenca de Ullum que alcanza los 4 km, con profundidades máximas en la cuenca del Valle de Tulum de hasta 4 km y 0 km en la Sa. de Pie de Palo. La falla del Tulum es un alto que vincula el Cerrillo Valdivia con la Sierra de Pie de Palo y con el basamento entre 0 y 2 km de profundidad. Se modela la prolongación sur de la Sa. de Pie de Palo como un alto separado de la falla del Tulum por una cuenca elongada norte-sur de 3 km de espesor y que da paso hacia el sur a la profunda cuenca de Jocolí.

El modelo se ha graficado junto con las variaciones temporales de gravedad para los periodos 2000-2007, 2000-2009, 2009-2011, 2012-2014. Los gradientes de Δg4D se alinean en 4 zonas principales delineadas claramente por el basamento invertido: a) Sistema de Fallas de Tulum (rumbo SO-NE), b) Sierra Chica de Zonda (rumbo meridional), d) Médanos Grandes que une los cerros Blanco, Barboza hasta el SE de Pie de Palo esta estructura si bien presenta altos y bajos en el basamento, representa un alto relativo hacia el sur de la estructura; e) La Laja-Pie de Palo, estructura de rumbo O-E, alineada con bajos en el basamento al oeste del cerro Pie de Palo, según se muestra en el modelo y se corrobora por las Deconvoluciones de Euler desde las anomalías magnéticas.

DISCUSIÓN

Las bases de datos gravimétricos y magnéticos convenientemente ajustados y corregidos, han permitido producir modelos digitales de anomalías que han sido filtrados y transformados para interpretar la estructura y litología de la corteza en la región de transición entre Sierras Pampeanas Occidentales, Precordillera Oriental y Precordillera Central. Parte de los resultados interpretados indican:

Se identifica la cuenca del Tulum con un máximo sedimentario de 4 km en la región de la Ciudad de San Juan (Figuras 3 y 5). Esta cuenca está seccionada al sudeste por un alto estructural, compuesto principalmente por rocas de baja magnetización (atribuible al Grupo Caucete compuesto por rocas carbonáticas de diferente magnetización) tapadas por espesores sedimentarios de entre 0 y 2 km (obtenidos por el modelo gravimétrico y las deconvoluciones de Euler desde las anomalías magnéticas).

La zona de fallas del Tulum muestra lineamientos (segmentos de falla) compatibles con estructuras de bloques fallados y rotados, la lineación principal coincide con la línea que vincula el Cerro Valdivia con el borde sudoeste de la Sa. Pie de Palo. Esta alineación principal está segmentada por varias fallas de dirección meridional, según puede interpretarse en las anomalías residuales gravimétricas (figura 3f), los filtros para resalto de bordes de fuentes anómalas y por las deconvoluciones de Euler (Figuras 3).

El basamento cristalino por debajo de los sedimentos Cambro-Ordovícicos de la Precordillera Oriental se interpreta a profundidades de entre 0,5 a 4 km, mostrando un aumento de los espesores sedimentarios en las cuencas de Matagusanos-Ullum-Zonda (Figuras 3e y 5).

Los filtros por señal analítica del campo magnético y gravimétrico aportan información para delinear las estructuras más superficiales. La geometría de las fallas más profundas puede apreciarse con buena resolución en la carta del THDR combinada con las deconvoluciones estándar de Euler.

Se ha interpretado una estructura notable, el lineamiento Médanos Grandes que se muestra como una alineación de altos estructurales desde Médanos Gandes-Cerro Barboza-Cerro Blanco.

Se encontró alta correlación entre las estructuras del basamento interpretadas por la geofísica (figuras 5 y 6) y los gradientes de variación gravimétrica temporal g4D (Figura 3). Las mayores velocidades de cambios g4D se observan en 4 estructuras que rodean a la cuidad de San Juan donde, a pesar de que el campo g4D varía con el tiempo, sus gradientes se alinean con las estructuras principales del basamento. Estos gradientes indican

movilidad cortical, a pesar de estar contaminados desde 2013 por importantes variaciones del nivel de las aguas subterráneas sobre todo en el oeste de la región (acuífero libre).

Se han identificado cambios de pendiente de g4D relacionados con sismos de magnitud intermedia (Figuras 2, 3 y 4) en las estaciones ubicadas en la quebrada de La Flecha (22/02/2007) y en el este y norte del cerro Barboza (18/01/2012). Sin embargo, en los puntos fijos ubicados en La Laja se observó un cambio de pendiente g4D en 2009, sin que se hayan producido sismos corticales de magnitud apreciable.

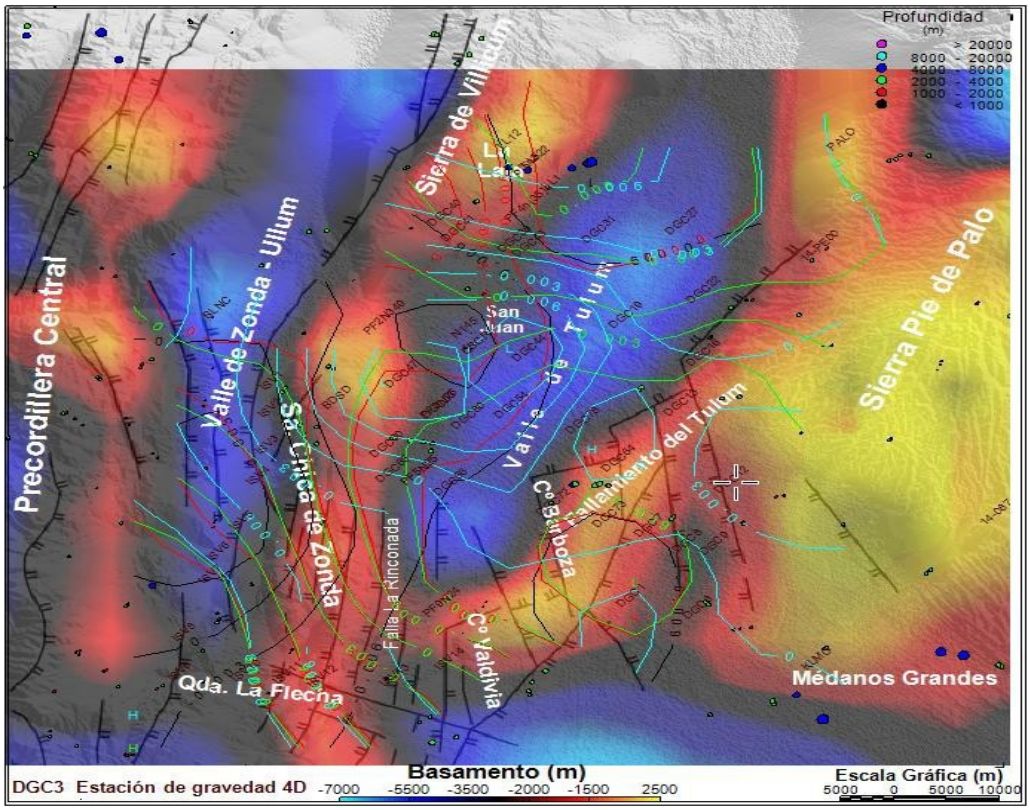

Figura 6. Modelo por inversión de la residual gravimétrica superpuesto con la interpretacion de fallas subsuperficiales (Zambrano y Suvires 2007) y soluciones localizadas de Euler. Contornos en negro: variaciones de gravedad 2007-2000 en mGal/año; en rojo 2009-2007 en mGal/año; en verde 2011-2009 en mGal/año y en celeste 2012-2014 en mGal/año.

Figure 6. Inversion model of gravity residual anomalies and subsurface faults interpreted by Zambrano and Suvires (2007). Circles superimposed: Located Euler´s solutions. Contours in black: time gravity variations 2007-2000 in mGal/year, red 2009-2007 in mGal/year, green 2011-2009 in mGal/year and light blue 2012-2014 in mGal/year.

CONCLUSIONES

Los datos de variaciones temporales de gravedad en los últimos 15 años muestran comportamientos similares en 4 subregiones que exhiben cambios de pendiente (cambios de velocidad de variación) y hasta de signo en sus gradientes. Por ejemplo: A) Las estaciones ubicadas al sur de la Sierra Chica de Zonda muestran gradientes negativos de gravedad (probable ascenso topográfico) hasta el año 2007, desde esa fecha la gravedad aumenta en la subregión, el quiebre en los gradientes estaría asociado con el sismo del 22/02/2007 de Mb 4,7 con 2 réplicas de magnitud superior a 4. B) En el período 2000-2011, todas las estaciones localizadas en el lineamiento (rumbo~E-O) Médanos Grandes, presentan disminuciones de g, con muy buen ajuste en sus regresiones lineales, los mínimos ($\Delta g4D \sim -0{,}010$ mGal/año) se agrupan en las 8 estaciones ubicadas en el Sistema de Fallas del Tulum, al este del cerro Barboza. Aquí el 18/01/2012 ocurrió un sismo de Mb~5,3 y 18 réplicas de magnitud superior a 3, ubicadas hacia el norte del sismo principal. En esta subregión todas estas estaciones exhiben aumentos de g durante 2012 (subsidencia) y desde 2013 sus gradientes han vuelto a ser negativos; la subsidencia se corrobora por los cambios de la componente z en la estación GPS permanente GRLS, ubicada a 15 km del epicentro.

C) En la estructura con rumbo E-W relacionada con el río San Juan, entre la Sa. de Villicum y el sudoeste de la Sa. de Pie de Palo, se generó un importante cambio de gradiente gravimétrico en 2009. Con aumentos de g en todas las estaciones ubicadas al norte y disminución de la gravedad en las estaciones del sur del río. En esta subregión la actividad sísmica es escasa en este periodo.

Se han generado modelos gravimétricos y magnetométricos desde nuevos datos medidos en la región en estudio. Estos modelos prueban que todas las estructuras activas analizadas involucran el basamento cristalino.

Agradecimientos: Este trabajo formó parte de los proyectos: FONCYT 2012 – 2716, CICITCA 21E905 y CICITCA 2014-2015 (Res. Nº 18/2014-CS).

REFERENCIAS

Anderson, M., Alvarado, P., Zandt, G., y Beck, S, (2007). Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca Plate, Central Chile and Argentina. Geophysical Journal International, 171: 419-434, London.

Astini, R. A., (1998). Stratigraphic evidence supporting the rifting, drifting and collision of the Laurentian Precordillera terrane of western Argentina. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (eds.): The proto-Andean margin of Gondwana. Geological Society of London Special Publication, 142: 11-33, London.

Baldis, B., Martinez, R., Villegas, C., Pereyra, M. Y. y Perez, A., (1990). Estructura Provincialismo geológico y unidades tectonoestratigráficas. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas: 186-211, San Juan.

Ballu, V. M., Diament, P., Briole, y Ruegg, J.-C., (2003). 1985-1999 gravity field variations across the Asal Rift; insights on vertical movements and mass transfer, Earth and Planetary Science Letters, 208 (1-2): 41–49, Amsterdam.

Borrello, A.V., (1969). Los geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería. Anales, 14: 1–136. Buenos Aires.

Cahill, T. y Isacks, B., (1992). Seismicity and Shape of the subducted Nazca plate. Journal of Geophysical Research, 97:17503-1752, Washington.

Chapman, D. S., Sahm, E. y Gettings, P., (2008). Monitoring aquifer recharge using repeated high- precision gravity measurements: A pilot study in South Weber, Utah. Geophysics, 73(6): WA83– WA93. Tulsa.

Cordell, L., Zorin, Y.A. y Keller, G.R., (1991). The decompensative gravity anomaly and deep structure of the region of the Rio Grande rift. Journal of Geophysical Research, 96: 6557–6568, Washington.

Costa, C., Machette, M., Dart, R., Bastias, H., Paredes, J., Perucca, L., Tello, G. y Haller, K., (2000). Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Argentina. U.S. Geological Survey Open-File Report 00-0108, 75 p. Virginia.

Chernicoff C.J., Vujovich G.I., y Van Staal, C.R., (2009). Geophysical evidence for an extensive Pie de Palo Complex mafic-ultramafic belt, San Juan, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, doi:10.1016/j.jsames.2009.04.014, Amsterdam.

Doglioni, C., Barba, S., Carminati, E. y Riguzzi, F., (2013). Fault on-off versus coseismic fluids reaction, Geoscience Frontiers.

Ferguson, J. F., Chen, T., Brady, J., V. Aiken, C. L. y Seibert, J., (2007). The 4D microgravity method for waterflood surveillance II – Gravity measurements for the Prudhoe Bay reservoir, Alaska. Geophysics, 72 (2): I33–I43. Tulsa.

Gabalda, G., Bonvalot, S. y Hipkin, R., (2003). CG3TOOL: an interactive computer program to process Scintrex CG-3/3M gravity data for high-resolution Applications. Computers & Geosciences, 29: 155–171. Amsterdam.

GEOSOFT, (2010). Montaj Gravity and Terrain Correction software. Gravity data processing extension for Oasis montaj v7.1. www.geosoft.com.

Groten y Becker, (1995). Methods and experiences of high precisiongravimetry as a tool for crustal movementdetection. J. Geodynamics, 19 (2): 141-157.

Hayes, T. J., Tiampo, K. F., Rundle, J. B. y Fernández, J., (2006). Gravity changes from a stress evolution earthquake simulation of California, Journal Geophysical Research, 111: B09408, doi:10.1029/2005 JB004092, Washington.

Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES), (2010). Listado de terremotos históricos, catálogo (en línea): Argentina, Instituto Nacional de Prevención Sísmica www.inpres.gov.ar, San Juan.

Introcaso, A., (1997). Gravimetría. Editorial UNR, 350p. Rosario.

Introcaso, A., Robles, J., Miranda, S., Volponi, F., Sisterna, J., Martínez, P. y Gimenez, M., (1999). Cambios Temporales de g y h sobre la zona sismotectónica de las Sas. Pampeanas de Pie de Palo, de la Huerta y Chepes. Arg.. En: Contribuciones a la Geodesia en la Argentina de fines del siglo XX. Homenaje a Oscar Parachú. (En Antonio Introcaso (Ed.)), pp. 243-252, UNR Editora. Rosario.

Islam, R., (2009). Cohesive strength and seismogenic stress pattern along the active basement faults of the Precordillera-Sierras Pampeanas ranges, western Argentina: An experimental analysis by means of numerical model. Journal of Mountain Science, 6: 331-345. Sichuan P.R.

Jordan, T.E. y Allmendinger, R.W., (1986). The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of rocky mountain foreland deformation. American Journal of Science, 286: 737-764. Amsterdam.

Kendrick, E., Brooks, B., Bevis, M., Smalley, R., Lauria, E., Araujo, M. y Parra, H., (2006). Active orogeny of the South-Central Andes studied with GPS geodesy. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 61(4): 555-

566.
Lloret, G. y Suvires, G., (2006). Groundwater basin of the Tulum Valley, San Juan, Argentina: A morphohydrogeologic analysis of its central sector. Journal of South American Earth Sciences, 21: 267–275, Amsterdam.
Luna, E., (2007). Interpretación geofísica de la corteza en la Precordillera Oriental sanjuanina, a partir de datos magnéticos, gravimétricos y neotectónicos. Tesis de Licenciatura en Geofísica, Universidad Nacional de San Juan (Inédito): 109p., San Juan.
Meigs, A., Krugh, W.C., Schiffman, C., Vergés, J. y Ramos, V.A. (2006). Refolding of thin-skinned thrust sheets by active basement involved thrust faults in the eastern Precordillera of western Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina, 61(4): 589-603.
Nabighian M.N., Grauch, V.J.S., Hansen, R.O., LaFehr, T.R., Li, Y., Peirce, J.W., Phillips, J.D. y Ruder, M.E., (2005). The historical development of the magnetic method in exploration. Geophysics, 70: 33ND-61ND. Tulsa.
Naipauer, M., Vujovich, G.I., Cingolani, C.A., McClelland, W.C., (2010). Detrital zircon analysis from the Neoproterozoic–Cambrian sedimentary cover (Cuyania terrane), Sierra de Pie de Palo, Argentina: Evidence of a rift and passive margin system? Journal of South American Earth Sciences, 29: 306–326. Amsterdam.
Paredes, J. y Perucca, L. (2000). Fallamiento cuaternario en la depresión de Matagusanos, San Juan, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 55(1-2): 23-30.
Perucca, L.P. y Onorato, M.R., (2010). Fallas con actividad cuaternaria en el Corredor Tectónico Matagusanos–Maradona–Acequión entre los ríos de La Flecha y del Agua. Provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina (en prensa).
Phillips J.D., (2007). Geosoft eXecutables (GX's). Developed by the U.S. Geological Survey, Version 2.0, with Notes on GX Development from Fortran Code. Open File Report 2007-1355. 111 p. Virginia.
Pool, D.R., (2008). The utility of gravity and water-level monitoring at alluvial aquifer wells in southern Arizona. Geophysics, 73 (6): WA49–WA59. Tulsa.
Ramos, V., (2004). Cuyania, an Exotic Block to Gondwana: Review of a Historical Success and the Present Problems. Gondwana Research, 7(4): 1-18. Japan.
Ramos, V.A., Cristallini, E.O. y Pérez, D.J., (2002). The Pampean flatslab of the central Andes. Journal of South American Earth Sciences, 15: 59–78. Amsterdam.
Ramos, V.A., Cegarra, M. y Cristallini, E., (1996). Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30º-36° latitude). Tectonophysics, 259: 185-200. Amsterdam.
Roest W.E., Verhoef, J., y Pilkington, M., (1992). Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. Geophysics, 57(1): 116-125. Tulsa.
Ruiz, F. e Introcaso, A., (2011). Study of the Claromecó Basin from gravity, magnetic and geoid undulations. Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología, 79-81: 95-106. Rosario.
Ruiz, F., Luna, E., Vargas, D., Gimenez, M. y Martinez, P., (2011). Importancia del ajuste y nivelación de datos aeromagnéticos a partir de magnetometría terrestre. XVIII Congreso Geológico Argentino. Aceptado, 2p., Neuquén.
Ruiz, F., Introcaso, A., Nacif, S., Leiva, F., Gimenez, M., Martinez, P. y Laplagne, A., (2011). Cambios de gravedad de origen tectónico en la transición entre Sierras Pampeanas Occidentales y la Precordillera sanjuanina. Revista de la Asociacion Geologica Argentina, 68(4): 595-605. ISSN 0004-4822.
Ruiz, F., Laplagne, A., Gallego G.A. e Introcaso, A., (2008). Variaciones de gravedad en el Valle de Tulum, San Juan: aportes a la caracterización sismotectónica. GEOACTA, 33: 115-122. Bahia Blanca.
Ruiz, F., e Introcaso, A., (2004). Curie point depths beneath Precordillera Cuyana and Sierras Pampeanas obtained from spectral analysis of magnetic anomalies. Journal Gondwana Research, 8(4): 1133-1142. Japón.
Rundle, J. B., (1982). Viscoelastic-Gravitational Deformation by a Rectangular Thrust Fault in a Layered Earth. Journal Geophysical Research, 87(B9): 7787–7796. Washington.
Sambridge, M., Braun, J., y McQueen, H., (1995). Geophysical parameterization and interpolation of irregular data using natural neighbours. Geophysical Journal International, 122: 837-857. London.
Sun, W. y Okubo, S., (1993). Surface potential and gravity changes due to internal dislocations in a spherical earth I. Theory for a point dislocation. Geophysical Journal International, 114: 569–592. London.
Tanaka, Y., Okuno, J., y Okubo, S., (2006). A new method for the computation of global viscoelastic post-seismic deformation in a realistic earth model (I) vertical displacement and gravity variation. Geophysical Journal International,164: 273–289. London.
Ukawa, M., Nozaki, K., Ueda, H. y Fujita, E., (2010). Calibration shifts in Scintrex CG-3M gravitmeters with an application to detection of microgravity changes at Iwo-tou caldera, Japan. Geophysical Prospecting, 58:1123-1132. The Netherlands.
Vergés, J., Ramos, V. A., Meigs, A., Cristallini, E., Bettini, F. H., y Cortés, J. M., (2007). Crustal wedging triggering recent deformation in the Andean thrust front between 31ºS and 33ºS: Sierras Pampeanas-Precordillera interaction. Journal Geophysical Research, 112: B03S15, doi: 10.1029/2006JB004287, 22 p. Washington.
Vigny, C., Rudloff, A., Ruegg, J., Madariaga, R., Campos, J. y Alvarez, M., (2009). Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo gap, Chile. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 175(1-2):

86-95. Amsterdam.
Volponi, F. S., Sisterna, J. y Robles, J. A., (1982). Orogenia, fuerzas gravitacionales y fuerzas tectónicas. V Congreso Latinoamericano de Geología. Actas III: 719-730, Buenos Aires.
Walsh J. y Rice, J., (1979). Local changes in gravity resulting from deformation. Journal Geophysical Research, 84(B1): 165-170. Washington.
Zambrano, J.J., (1986). Actualización geológica del valle de Tulum en la provincia de San Juan. T 1, Centro Regional de Aguas Subterráneas (Informe Inédito) pp. 1–198, San Juan.
Zambrano, J.J. y Suvires, G. M., (2008). Actualización en el límite entre sierras Pampeanas Occidentales y Precordillera Oriental, en la provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 63(1): 110-116.
Zhu, Y., Li, H., Zhu, G. y Xu, Y., (2004). Gravity evolution and earthquake activities of the northeastern edge of Qinghai-Xizang block. Acta Seismologica Sinica, 17: 76-84. Seismological Society of China.

Recibido: 04-11-2014
Aceptado: 15-06-2015