

CAMBIOS DE GRAVEDAD DE ORIGEN TECTÓNICO EN LA TRANSICIÓN ENTRE LAS SIERRAS PAMPEANAS OCCIDENTALES Y LA PRECORDILLERA SANJUANINA

Francisco RUIZ¹, Antonio INTROCASO², Silvina NACIF¹, Flavia LEIVA¹, Mario GIMENEZ¹, Patricia MARTINEZ¹ y Alfredo LAPLAGNE³

¹ Instituto Geofísico Sismológico "Ing. F. S. Volponi" - FCEF - Universidad Nacional de San Juan y CONICET.

E-mail: fruiz@unsj-cuim.edu.ar

² Instituto de Física de Rosario CONICET y Universidad Nacional de Rosario

³ CRAS y Departamento de Agrimensura -FI- Universidad Nacional de San Juan

RESUMEN

El fenómeno sísmico está estrechamente ligado a cambios de gravedad producto de la deformación y de cambios de densidad en la corteza. Se ha establecido una red de control geodésico con el propósito de establecer relaciones espacio-temporales en la evolución del campo gravitatorio producido por actividad tectónica. La red está compuesta por 65 puntos fijos bien materializados y cubre un área de 3.500 km² con la ciudad de San Juan en su centro. Diez años de mediciones periódicas han permitido evaluar las velocidades de variación de la intensidad del campo gravitatorio; éstas se ajustan razonablemente por el modelo estadístico de regresión lineal de las observaciones de la gravedad versus tiempo. Los resultados señalan el levantamiento actual de la Precordillera Oriental, que se refleja en aumentos de gravedad (*g*) en las estaciones situadas al oeste del fallamiento Villicum-Ullum-Zonda y en la disminución de *g* al este de la estructura. Identificamos tres segmentos activos: a) la falla de La Laja con fuerte disminución de *g*, b) el segmento Maradona-Cerro Bayo, con aumentos de *g* al oeste de la sierra Chica de Zonda y c) una disminución de *g* en la falla de La Rinconada. Los datos muestran actividad tectónica en el sistema de fallas del Tulum que exhibe un gradiente en la dirección del lineamiento Cerro Valdivia-Cerro Barboza-Sierra de Pie de Palo que se incrementa hacia el este. Sus variaciones máximas negativas se observan al este del cerro Barboza. Mapas de anomalías magnéticas y gravimétricas señalan patrones en el basamento coincidentes con estas estructuras activas.

Palabras clave: *Control gravimétrico 4D, movilidad cortical, fuentes sismogénicas.*

ABSTRACT

Gravity changes of tectonic origin in the transition between western Sierras Pampeanas and Precordillera of San Juan.

Earthquake is closely tied up with gravity changes on the basis of crustal deformation and crustal density changes. A network of areal geodetic control was set up with the purpose of establishing space-time relations in the evolution of the gravity field produced by tectonic activity. The network is composed by 65 bench marks well materialized in the field, and extends over an area of about 3,500 km² centered in the San Juan city. Ten years of gravity periodic measurements have allowed to evaluate the speeds of the gravitational intensity field variations. These gravity changes adjust reasonably well with the statistical lineal regression model applied to the gravity versus time observations. The observed data support the current uplift of the Eastern Precordillera, reflected in increases of gravity (*g*) in all bench marks located westwards of the Villicum-Ullum-Zonda fault and in the decrease of gravity eastwards of this structure. We identify three segments of larger activity: a) La Laja fault with strong decreases of *g*, b) Maradona-Cerro Bayo segment, with increases of *g* westwards of the Sierra Chica de Zonda and c) decreases of *g* at La Rinconada fault. The data show tectonic activity in the Tulum faults system, gravity changes have lined up in the Cerro Valdivia-Cerro Barboza-Sierra de Pie de Palo lineament and increase to the east. The largest variations are observed eastwards of the Barboza hill with a minimum of *g*. Magnetic and gravity anomaly maps indicate basement patterns consistent with these active structures.

Keywords: *4D gravity monitoring, crustal mobility, seismogenic sources.*

INTRODUCCIÓN

La zona en estudio abarca un área de

3.500 km², con la ciudad de San Juan en su centro (Figs. 1 y 2). Ésta se ubica en la región de mayor actividad sísmica de la

Argentina. En los últimos sesenta y seis años sufrió tres terremotos destructivos (1944, 1952 y 1977) localizados a distan-

cias menores que 100 km de la capital sanjuanina (INPRES 2010).

El gran San Juan está emplazado en el frente orogénico del antepaís andino, en la zona de transición entre las provincias geológicas de Sierras Pampeanas Occidentales y la Precordillera (Ramos *et al.* 1996). Los esfuerzos tectónicos generados en la región de contacto entre ambas provincias geológicas hacen que la comarca posea alta peligrosidad sísmica (Costa *et al.* 2000, Vergés *et al.* 2007). Por lo cual las estructuras deben ser caracterizadas y controladas periódicamente para evaluar fuentes sismogénicas. En este sentido, la geodesia es una herramienta eficiente para detectar movimientos corticales de origen tectónico (Rundle 1982, Volponi *et al.* 1982, Introcaso *et al.* 1999, Hayes *et al.* 2006, Kendrick *et al.* 2006, Vigny *et al.* 2009).

Las mediciones precisas de gravedad empleando gravímetros geodésicos son capaces de detectar variaciones del orden de $\pm 0,005$ mGal ($1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$) relacionadas con esfuerzos tectónicos que generan redistribución de masas (Gabalda *et al.* 2003, Ukawa *et al.* 2010). 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 (Walsh y Rice 1979, Introcaso *et al.* 1999).

Ruiz *et al.* (2008), propusieron una metodología ágil para monitorear cambios temporales de gravedad (gravimetría 4D) de origen sismo-tectónico, mediante mediciones gravimétricas en una red (Red G1) compuesta por más de 50 puntos fijos con coordenadas GPS (Fig. 1). Estos autores encontraron variaciones del campo gravitatorio, entre los años 2000 y 2005, correlacionadas con estructuras tectónicas activas enterradas en el subsuelo del Valle de Tulum. Miranda *et al.* (2006) establecieron una red de ocho puntos fijos para el control geodésico de la sierra Chica de Zonda, que forman parte de la

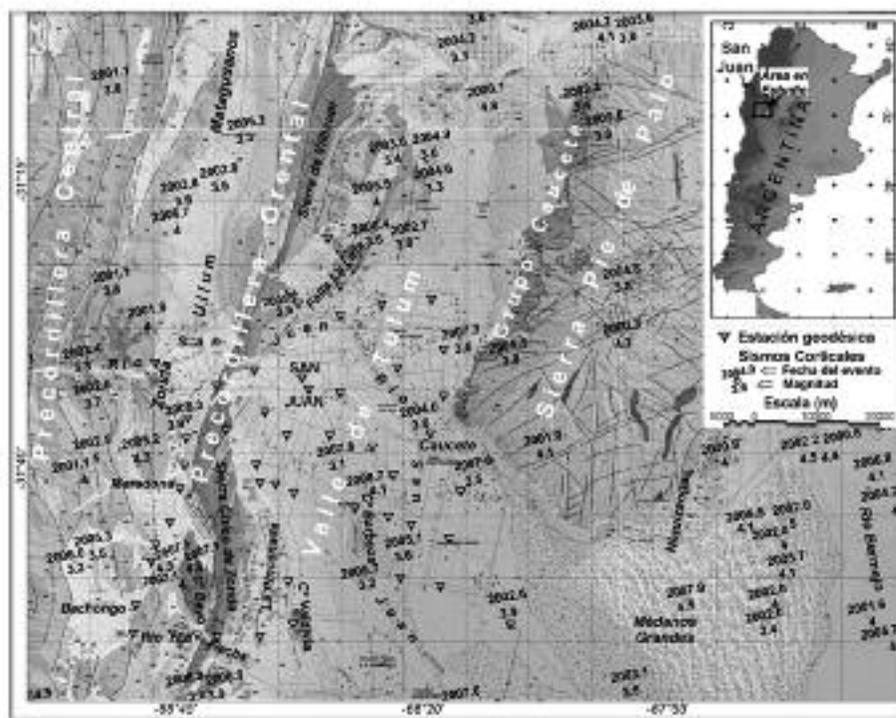


Figura 1: Mapa de ubicación de la zona de estudio. Modelo digital del terreno (SRM 90m) superpuesto a la carta geológica San Juan 1:250000 (SEGEMAR 2000). Triángulos: estaciones de gravedad de la Red G1 analizadas. Círculos: hipocentros de sismos corticales de magnitud mayor que 3, período 2000-2009 (base de datos del INPRES).

Red G1 y constituyen el borde SO del área en estudio.

En el presente trabajo se analizan los cambios temporales de gravedad en los 52 puntos geodésicos de la Red G1 que acumulan remediciones de precisión efectuadas anual o bianualmente en los últimos 10 años (2000 a 2009). Las variaciones gravimétricas encontradas identifican estructuras activas en el subsuelo y permiten caracterizar cuatro zonas con velocidades de deformación contrastantes. Esto, apoyado en el análisis de un mapa de anomalías gravimétricas residuales de detalle y en la señal analítica de un mosaico de anomalías aeromagnéticas, permitió interpretar la geometría de las estructuras sismogénicas más importantes de la corteza superior en el sur de la Precordillera Oriental y en el valle de Tulum.

MARCO GEOLÓGICO

La región bajo análisis geofísico empleando métodos potenciales está ubicada

en el antepaís andino, comprende parte de las provincias geológicas de Sierras Pampeanas Occidentales y de la Precordillera sanjuanina (Fig. 1).

El sector de Sierras Pampeanas Occidentales está caracterizado por rocas metamórficas de basamento abarcando el terreno de Pie de Palo al este (Fig.1) y el Grupo Caucete (mármoles y cuarcitas) al oeste (Borrello 1969, Ramos 2004, Nappauer *et al.* 2010). Esta provincia geológica está caracterizada por su tectónica de piel gruesa con vergencia hacia el oeste (Jordan y Allmendinger 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). Tanto Precordillera como sierra de Pie de Palo forman el terreno compuesto de Cuyania (Ramos 2004). En la Precordillera Oriental (Figs. 1 y 2) afloran las rocas sedimentarias más antiguas de la comarca, corres-

pendientes 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 (Fig. 1) 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 (Figs. 1 y 2) (Perrucca *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 (Paredes y Perrucca 2000). Estudios recientes (Meigs *et al.* 2007, Vergés *et al.* 2007) interpretan a toda la Precordillera como una faja plegada y corrida de piel fina con vergencia oriental.

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 volcanismo, la intensa sismicidad de intraplaca y la notable actividad neotectónica ubicada principalmente en el frente orogénico (Ramos *et al.* 2002).

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.* (2008) propusieron ocupar puntos geodésicos GPS existentes (Redes del IGSV, POSGAR, PASMA, Catastro San Juan) para monitorear variaciones de la componente vertical de la gravedad con una resolución areal del orden de 5 km. En el período 2000-2005, el control gravimétrico 4D identificó una disminución de hasta -0,080 mGal al sudoeste de la sierra de Pie de Palo, sobre la estructura que une esta sierra con los cerros Barboza y Valdivia (Figs. 1 y 2). Esta variación puede interpretarse como ascenso topográfico y/o disminución de densidades en el sistema de fallas del Tulum (Fig. 2), con un mínimo al noreste del cerro Barboza.

METODOLOGÍA

Con el objeto de establecer relaciones espacio-temporales de la evolución del campo gravitatorio debidas a actividad sismotectónica, se estableció una red de control geodésico areal "Red G1" (Ruiz *et al.* 2008). La red está compuesta por más de 50 puntos fijos bien materializados, abarca un área de 3500 km², con la ciudad de San Juan en su centro.

Los puntos fijos de la Red G1 (Fig. 1), poseen coordenadas GPS (POSGAR 94) y 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 y 2006. También ha sido vinculada periódicamente (años: 2004, 2006 y 2009) con una estación de control gravimétrico ubicada en una región tectónicamente más estable, Nodal 147, ubicada en la localidad de Chepes, provincia de la La Rioja (Ruiz *et al.* 2009).

En las mediciones se empleó un gravímetro geodésico automático (Scintrex CG-

3), con resolución de 0,005 mGal. Para asegurar la precisión del instrumento ($g_n = \pm 0,010$ mGal) en cada campaña se realizaron controles de deriva instrumental y controles de calibración (Ruiz *et al.* 2008). Además, en 2006 se calibró el aparato con un gravímetro absoluto de precisión 0,001 mGal (perteneciente al IRD de Francia) y desde 2008 se contrasta con un gravímetro geodésico automático de última generación (Scintrex CG-5), propiedad del IGSV.

En cada campaña de medición gravimétrica (anual o bianual) se reocuparon los puntos fijos de la red. Se dividió a la Red G1 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 ($\pm 0,010$ mGal), precisión mantenida para cada campaña (8 a 10 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 15 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 a 10 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.* 2008).

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, para ello se usó el

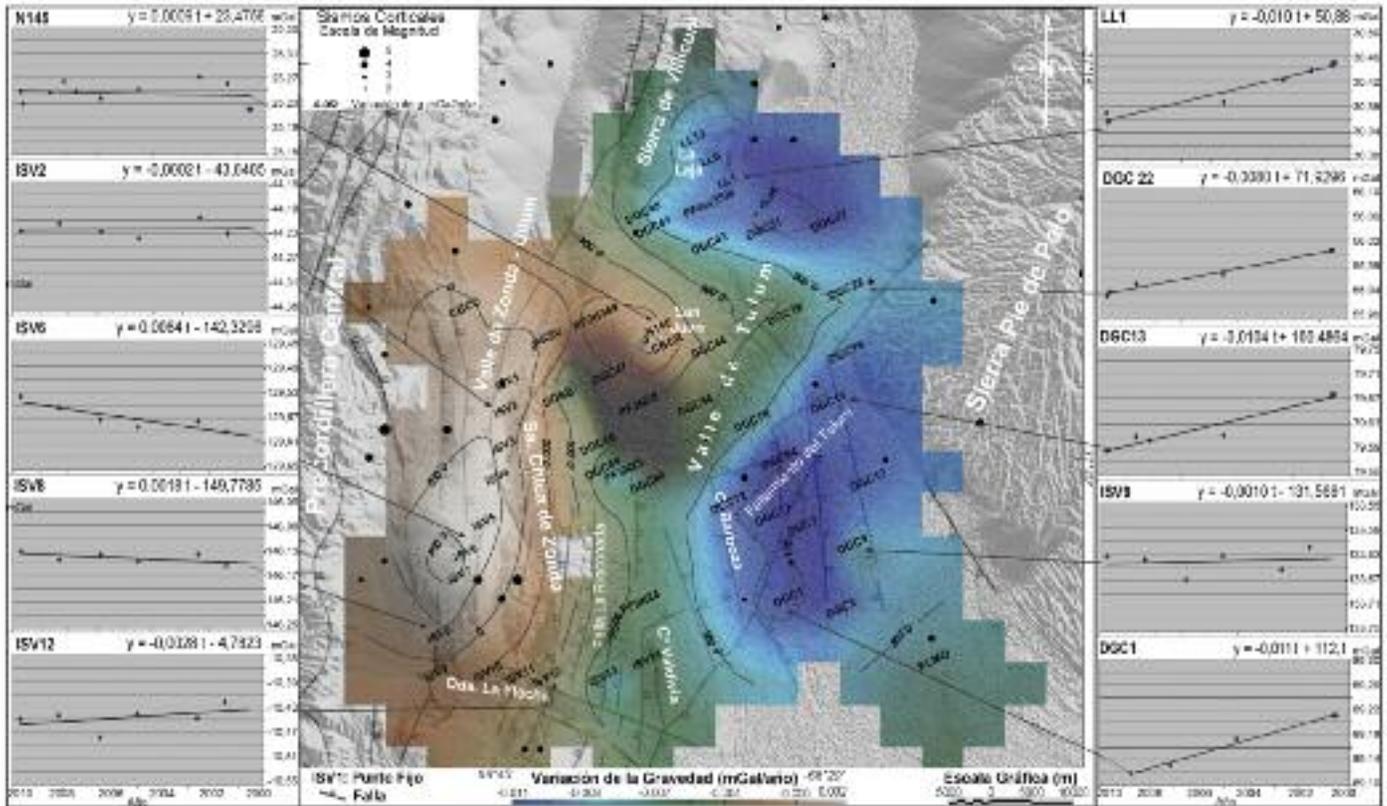


Figura 2: Campo de variaciones temporales de la gravedad. Ejemplos de regresiones lineales de gravedad en función del tiempo (m) en 10 subregiones. En el centro, rapidez de las variaciones de la gravedad m en color y en curvas de nivel con equidistancia 0,020 mGal/año. Siglas en negro, estaciones de la Red G1 analizadas. El mapa base es el modelo digital del terreno SRTM 90 al que se superpusieron las fallas interpretadas por Zambrano y Suvires (2008) y sismos corticales de magnitud mayor que 3 en el período 2000-2009.

paquete de programas Gravity (GEO-SOFT 2010). Luego de este ajuste, las precisiones para la gravedad observada son del orden de $\pm 0,005$ mGal por estación.

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 Precoridillera 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).

La profundidad del nivel estático de las aguas subterráneas varía espacial y temporalmente. 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 precoridillerano, 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 infiltración parcial. Esto hace que, con los datos existentes, el régimen de variación de los niveles estáticos de las aguas subterráneas sea de difícil modelización. 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 y no depende de la altura del observador sobre la capa. Este valor proviene de la expresión de la losa plana indefinida de Bouguer ($g=2.\pi.G.\sigma.dz$), evaluada con la densidad σ del agua dulce, dz su espesor y G la constante de Gravitación Universal. 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 $d\zeta$ es:

$$dg_g = p \cdot (1 - \sigma_{rem}) \cdot S \cdot d\zeta \cdot 0,042 \text{ mGal} \quad (1)$$

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).

Desde ensayos de pozo en el valle de Tulum se obtuvieron valores muy variables para estos parámetros: $0,05 \leq p \leq 0,25$ y $S \sim 0,70$ (Zambrano *com. pers.* 2009) y asumiendo $\sigma_{rem} = 0 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, el cambio de gravedad por cada metro de incremento en el nivel estático será: $0,0015 \leq dg_g/d\zeta \leq 0,0073 \text{ mGal/m}$.

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 al año hasta Noviembre de 2000 y luego en forma discontinua. Estos datos indican una recarga del acuífero libre de hasta 5 m en los últimos 10 años, considerando p máxima, el efecto gravitatorio máximo debería reflejarse como un aumento del orden de $dg_g = 0,035 \text{ mGal}$ en este periodo. La recarga es algo mayor hacia el este, en la zona de acuífero confinado ($\approx 8 \text{ m}$), con lo cual la variación máxima acumulada sería $dg_g = 0,011 \text{ mGal}$ (en acuífero confinado se asume p mínima), 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 tres pozos cercanos a puntos de la Red G1, emplazados tanto en acuífero libre como en confinado. Resultados preliminares de estos estudios indican que dg_g no supera los $0,015 \text{ mGal}$, 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.

Por lo expuesto, se cree que dg_g puede considerarse como un ruido aleatorio en la señal gravimétrica. Entonces, para que los cambios de gravedad sean atribuidos a actividad tectónica, la señal gravimétrica debe tener una amplitud mayor que el ruido ($\pm 0,018 \text{ mGal}$). Estos valores son consistentes con determinaciones de dg_g en otras partes del mundo (Pool 2008, Chapman *et al.* 2008).

Cambios gravimétricos de origen sistotectónico

En este trabajo se analizan los cambios de gravedad en los puntos fijos de la Red G1 que han sido medidos más de cuatro veces a lo largo de los últimos 10 años (Cuadro 1). En cada una de las 51 estaciones que cumplen con esta condición de monitoreo se ajustaron, mediante regresiones estadísticas lineales, los valores de gravedad medidos en función del tiempo. En cada estación se calculó:

$$g_{ij} = m_i t_j + b_i \quad (2)$$

Donde:

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 (Cuadro 2), ver ejemplos en figura 2. Analizando los valores de m_i en función de las estructuras presentes en el área bajo estudio, se pueden identificar las zonas de mayor actividad tectónica.

Los cambios en el campo gravitatorio relacionados 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 inter-

pretarse como ascenso topográfico y $(+m)$ como descenso altimétrico (Walsh y Rice 1979, Hayes *et al.* 2006).

Existen varios modelos para explicar la evolución del campo gravitatorio (dg_g) y los cambios topográficos ($d\zeta$) en fuentes sismogénicas (Walsh y Rice 1979, Rundle 1982, Sun y Okubo 1993, Tanaka *et al.* 2006). 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 ($dg_g \approx -0,309 \cdot d\zeta \text{ mGal}$). En (b) se contrarrestan los cambios de masa del deslizamiento con el gradiente de aire libre, para una falla de empuje se acepta $dg_g \approx -0,200 \cdot d\zeta$ 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 $dg_g/d\zeta$ en el estudio co- y post-sísmico del terremoto de Niquizanga de 1977 ($M_s 7.3$), con gradientes verticales de la gravedad anómalos que alcanzan $0,400 \text{ mGal/m}$ (Volponi *et al.* 1982).

RESULTADOS

En figura 2 se muestran 10 ejemplos de cálculo de m_i para los puntos fijos cuyas variaciones de gravedad marcan subregiones con comportamientos distintos. Nótese el alto grado de ajuste lineal de las observaciones gravimétricas (puntos en azul). El coeficiente de determinación para las 51 regresiones calculadas mediante la expresión (2) es, en general, mayor que $0,75$ (Cuadro 2). Esto indica que m es el resultado de cambios gravimétricos de

CUADRO 1: Estaciones geodésicas de la Red G1.

Sigla de la Estación	Variaciones de la gravedad, período 2000-2009.					
	Longitud (°)	Latitud (°)	Cota (m)	m mGal/año	CD (R ²)	DE (mGal)
gIGSV	-68,682	-31,546	741	0,000	1	0,0000
CBCO	-68,785	-31,513	836	0,002	0,752	0,0021
DGC44	-68,474	-31,555	603	-0,004	0,702	0,0151
DGC13	-68,322	-31,613	572	-0,010	0,939	0,0211
CBCR	-68,527	-31,551	632	0,003	0,758	0,0115
N145	-68,539	-31,534	649	0,001	0,726	0,0138
PF2349	-68,618	-31,523	701	0,000	0,706	0,0115
DGC41	-68,545	-31,427	662	-0,007	0,637	0,0279
PF924	-68,561	-31,827	601	-0,007	0,790	0,0171
DGC3	-68,304	-31,832	553	-0,009	0,999	0,0269
KLMO	-68,185	-31,887	544	-0,007	0,899	0,0055
DGC1	-68,371	-31,821	561	-0,012	0,990	0,0249
DGC78	-68,419	-31,633	587	-0,008	0,762	0,0275
DGC47	-68,601	-31,584	680	-0,002	0,733	0,0062
BDSO	-68,666	-31,609	781	-0,009	0,734	0,0263
DGC60	-68,615	-31,658	627	-0,005	0,852	0,0182
PF325	-68,564	-31,616	632	-0,005	0,743	0,0112
PF525	-68,582	-31,687	609	-0,006	0,859	0,0161
DGC66	-68,552	-31,699	589	-0,008	0,884	0,0294
DGC72	-68,449	-31,721	568	-0,010	0,846	0,0228
DGC7	-68,353	-31,745	561	-0,010	0,873	0,0296
ISV1	-68,731	-31,592	808	0,002	0,603	0,0094
ISV2	-68,733	-31,621	908	0,000	0,602	0,0091
ISV3	-68,736	-31,660	1008	0,004	0,762	0,0180
ISV4	-68,744	-31,693	1043	0,003	0,704	0,0142
ISV5	-68,761	-31,742	1181	0,004	0,737	0,0177
ISV6	-68,784	-31,774	1378	0,006	0,804	0,0156
ISV7	-68,791	-31,798	1366	0,005	0,621	0,0133
ISV8	-68,818	-31,861	1519	0,002	0,672	0,0068
ISV14	-68,552	-31,888	607	-0,007	0,710	0,0183
ISV13	-68,607	-31,906	762	-0,008	0,616	0,0223
ISV12	-68,679	-31,907	950	-0,003	0,707	0,0110
ISV11	-68,713	-31,904	1045	-0,003	0,612	0,0131
ISV10	-68,755	-31,901	1216	-0,003	0,633	0,0159
ISV9	-68,822	-31,903	1453	-0,001	0,726	0,0138
DGC54	-68,492	-31,617	592	-0,005	0,999	0,0140
DGC64	-68,384	-31,673	572	-0,010	0,736	0,0279
DGC40	-68,559	-31,412	712	-0,010	0,999	0,0274
DGC27	-68,322	-31,419	583	-0,010	0,908	0,0229
DGC22	-68,300	-31,492	586	-0,008	0,984	0,0246
DGC16	-68,300	-31,559	585	-0,009	0,947	0,0291
DGC31	-68,405	-31,428	593	-0,012	0,851	0,0284
DGC19	-68,378	-31,519	588	-0,005	0,716	0,0186
DGC43	-68,474	-31,444	605	-0,008	0,863	0,0213
DGC12	-68,271	-31,695	567	-0,009	0,886	0,0210
DGC9	-68,289	-31,764	555	-0,008	0,833	0,0260
DGC73	-68,392	-31,733	563	-0,011	0,999	0,0305
PF4n35a	-68,475	-31,401	605	-0,011	0,943	0,0232
LL1	-68,452	-31,378	604	-0,010	0,951	0,0223
LL6	-68,474	-31,355	643	-0,009	0,903	0,0272
LL12	-68,496	-31,333	735	-0,009	0,875	0,0227
DGC65	-68,609	-31,685	627	-0,010	0,999	0,0263

Se lista su nombre y coordenadas, la pendiente de la regresión estadística lineal m que determina el ritmo de variación de la gravedad (mGal/año), CD es su coeficiente de determinación (R²) y DE es la desviación estándar de las estaciones gravimétricas controladas con más de cuatro mediciones de precisión durante el período 2000-2009.

origen tectónico, con poca contaminación de ruidos provocados por errores de medición y de variaciones del nivel de las aguas subterráneas.

Una característica dominante en las estaciones ubicadas al oeste del segmento central de la sierra Chica de Zonda, es un quiebre en la tendencia de ajuste lineal de los datos observados desde la campaña de 2004, esto podría interpretarse como un cambio de pendiente. En esta región se observa importante actividad sísmica de magnitud superior a 4, especialmente, un sismo de magnitud 5 el 18/6/2002 y un nido de sismos el día 22/2/2007 en la zona de Maradona-Cerro Bayo (Figs. 1 y 2), que podrían tener que ver con liberación de esfuerzos expresados en deformación permanente y continuación del ciclo de deformación elástica a un ritmo constante (véase ISV6).

El campo de variaciones relativas de la gravedad (ritmo de los cambios gravimétricos) se obtuvo grillando los valores de m para todas las estaciones monitoreadas (Cuadro 1). Para ello se empleó el método de interpolación triangular TIN con asignación de pesos proporcionales a la distancia al nodo de la grilla (Sambridge *et al.* 1995). A partir de su análisis (Fig. 2, en azul $-m$ y $+m$ en marrón) se pueden identificar varias zonas con comportamientos distintivos:

1) m aumenta en todas las estaciones ubicadas al oeste de la sierra Chica de Zonda, mientras que disminuye al este de la sierra, lo cual confirma el levantamiento actual con vergencia al oeste de la Pre-cordillera Oriental. El ritmo medio de variación de g es del orden de $\sim 0,004$ mGal/año (tomando las variaciones entre los límites este y oeste de la sierra), esto equivaldría a ~ 10 mm/año de ascenso altimétrico si atribuimos el cambio gravimétrico únicamente a ascenso topográfico. Este valor es alto, pensamos que la explicación del cambio gravimétrico se debe, en parte, a un gradiente vertical anómalo de g y/o a cambios en la configuración de las masas en profundidad con disminución de la densidad en el volumen de rocas deformado.

2) En los puntos fijos ubicados al norte del río San Juan y al este de la falla de La Laja, un fuerte gradiente m da paso un mínimo (posible ascenso altimétrico). Esta subregión muestra un ritmo de variación de la gravedad de $-0,011$ mGal/año, lo cual la señala como una de las zonas de mayor actividad tectónica (véase LL1, Fig. 2). Tomando el gradiente local desde la inflexión de la variación gravimétrica, tendríamos una variación local de $\approx -0,005$ mGal/año, equivalente a más de 10 mm/año de ascenso altimétrico.

3) Al sur de la ciudad de San Juan, en dirección NO-SE se observa un bajo en m , que se sigue hasta el cerro Barboza. Esta subregión refleja cambios de gravedad de hasta $-0,006$ mGal/año que deben estar relacionados con una estructura activa en el subsuelo. Llama la atención su paralelismo con el flanco sur de la sierra de Pie de Palo (más adelante veremos su relación con las anomalías gravimétricas y magnéticas provenientes del basamento cristalino).

4) Una zona de gradientes en m , perfectamente alineados en la dirección que une el cerro Barboza con el sudoeste de la sierra de Pie de Palo, identifica el sistema de fallas del Tulum. Esta estructura, enterrada bajo el relleno sedimentario del valle homónimo, manifiesta un ritmo de variaciones gravimétricas de hasta $-0,010$ mGal/año (al este del cerro Barboza). Con variaciones relativas de $m \approx -0,006$ mGal/año. En figura 2 se han superpuesto las fallas subsuperficiales interpretadas por Zambrano y Suvires (2008) desde información geoelectrica y perforaciones, es notable su correlación geométrica con m . La disminución de la gravedad en esta subregión debe estar ligada a un ascenso altimétrico diferencial de estas estructuras y coincide con el límite tectónico entre la Precordillera Oriental y Sierras Pampeanas Occidentales.

5) En la quebrada de La Flecha, se puede apreciar un ritmo lento y uniforme de disminución de m ($-0,003$ mGal/año) en las cuatro estaciones ubicadas al oeste de la falla que levanta las calizas de la sierra Chica de Zonda (ISV9 a ISV12). Mien-

tras que desde la quinta estación (ISV13) hacia el este de la sierra, se aprecia un marcado cambio gravimétrico ($m < -0,007$ mGal/año), relacionado con la falla La Rinconada (Fig. 2) afectada por la ruptura superficial del terremoto de 1952 (M \sim 7). En los valores de gravedad medidos en esta región a fines de 2006, se observa un salto gravimétrico que podría vincularse con un nido de sismos ocurridos en noviembre de ese año.

6) El gran San Juan está emplazado en un bloque trapezoidal delimitado por gradientes de variación gravimétrica. Como se verá a continuación, desde el análisis de anomalías gravimétricas y magnéticas, existen estructuras en el subsuelo que se correlacionan con estos gradientes y que deben considerarse como estructuras tectónicas con potencial sismogénico.

Efecto gravi-magnetométrico de la corteza superior

Para interpretar con la mayor resolución posible las estructuras enterradas en el subsuelo del valle de Tulum, se aplicaron filtros a los datos gravimétricos y magnetométricos que el Instituto Geofísico Sismológico posee en la comarca. Además, se preparó una sección modelada por inversión gravi-magnetométrica que permite identificar esquemáticamente las estructuras más importantes en la corteza superior.

Los datos gravimétricos tienen buena cobertura en la cuenca de antepaís, especialmente en el valle de Tulum (Fig. 3a). Las anomalías de Bouguer con corrección topográfica (Ruiz e Introcaso 2004) fueron filtradas por el método de residual isostática descompensada (Cordell *et al.* 1991). Mediante un proceso de dos pasos se aisló la señal de la corteza superior contenida en las anomalías gravimétricas. Primero se calcularon las anomalías isostáticas (AI) removiendo de las anomalías de Bouguer la gravedad resultante del modelo de raíz compensadora, asumiendo la hipótesis de Airy-Heiskanen (Ruiz e Introcaso 2004). La corrección por descompensación consiste en eliminar la contribución gravimétrica de los rasgos no compensa-

dos de la corteza profunda. Para producir la anomalía residual descompensada (DA) se efectuó esta corrección mediante la eliminación de la continuación analítica ascendente de la AI a 35 km de altura. La figura 3a es el mapa gravimétrico resultante, 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. Se lo interpreta como un alto en el basamento cristalino, según un modelo por inversión gravimagnetométrica (Luna 2010), las profundidades medias al basamento cristalino son del orden de 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.

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.

Para complementar la interpretación gravimétrica se analizan a continuación las anomalías de intensidad de campo magnético total, bloques Precordillera Sur (SEGEMAR 1999) y Pie de Palo (SEGEMAR 2001), combinadas en un mosaico corregido y nivelado mediante datos mag-

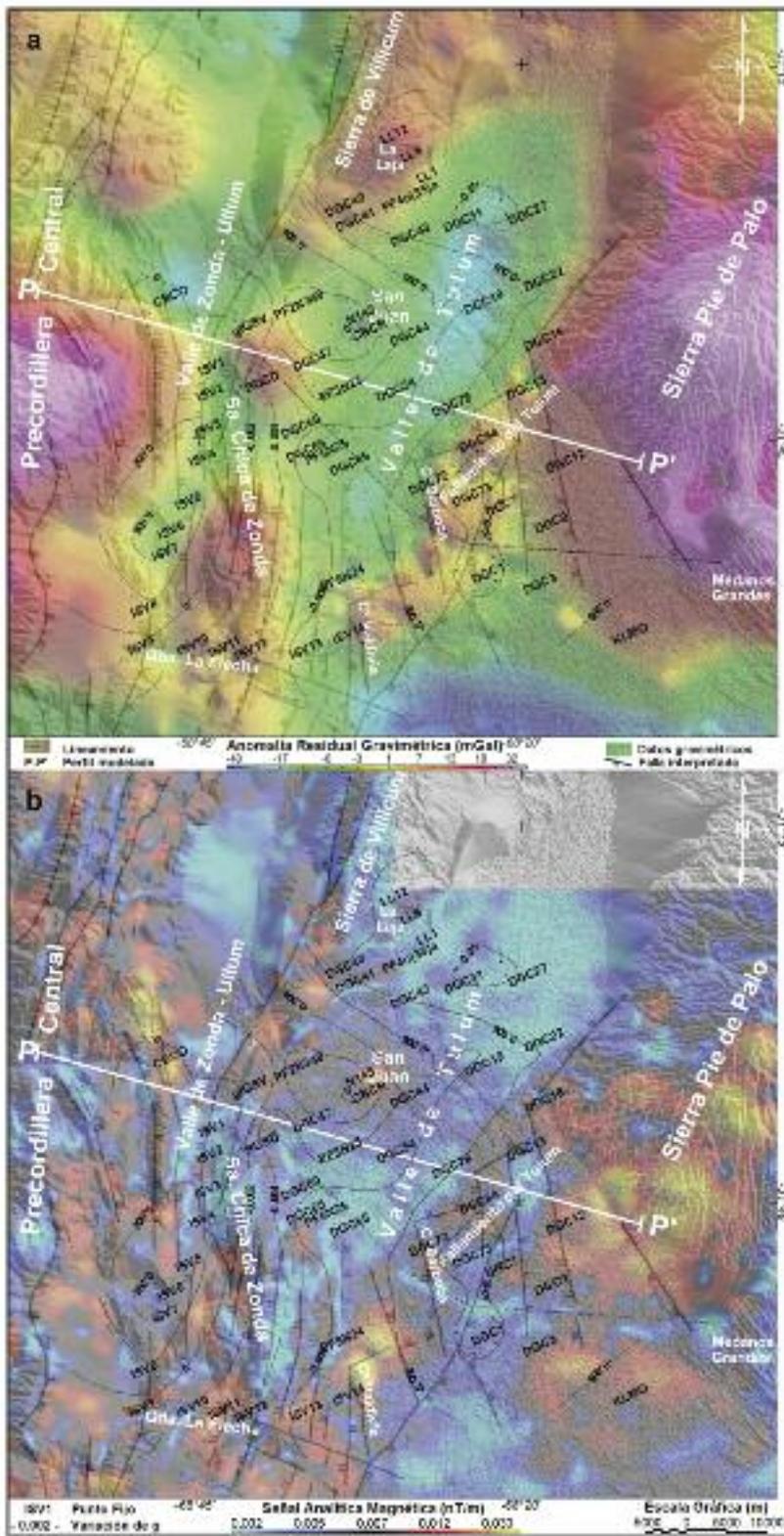


Figura 3: a) Anomalia residual de Bouguer descompensada (DA) que resalta el efecto del basamento cristalino, cruces en gris datos de gravedad; b) Señal analítica del mosaico de anomalías aeromagnéticas (Precordillera-Pie de Palo) ajustado por datos terrestres. Siglas en negro, estaciones de la Red G1. El mapa base es el modelo digital del terreno SRTM 90 al que se superpusieron las fallas interpretadas por Zambrano y Suvires (2008) y las curvas de nivel de las variaciones gravimétricas 4D. P-P' es el perfil modelado en figura 4.

néticos terrestres (Luna 2010, Ruiz *et al.* 2011). Las anomalías magnéticas son eficaces para resaltar los contrastes laterales de susceptibilidad provenientes de la corteza media y superior. Son sensibles al contenido de magnetita de las rocas. Rocas básicas poseen alta magnetización, rocas ácidas magnetizaciones intermedias a bajas. Las rocas sedimentarias suelen tener muy baja magnetización.

La interpretación de las anomalías magnéticas es complicada por la naturaleza dipolar del campo inducido en las rocas, por desfases entre los bordes de los cuerpos y las anomalías que estos generan, por anomalías asimétricas causadas por dirección de magnetización no vertical o por buzamiento no vertical del cuerpo causante y por la posible existencia de magnetización remanente en las rocas. En geofísica se apela a métodos desarrollados para simplificar la interpretación (transformación de anomalías), en latitudes magnéticas bajas (centro y norte de Argentina, principalmente) el método más eficiente es el cálculo de la señal analítica del campo magnético (Nabighian *et al.* 2005).

La amplitud de la señal analítica es el módulo del gradiente ortogonal de campo magnético total (Roest *et al.* 1992). Los bordes de las fuentes geológicas (contactos) se identifican por los máximos de la señal analítica. La ventaja de estos es que su amplitud es independiente de la inclinación y declinación del campo inductor, de la magnetización remanente de las rocas y del buzamiento de las fuentes geológicas. Los máximos de la señal analítica se ubicarán donde estén las rocas de mayor magnetización y en los contactos de las fuentes. En el caso de que no haya interferencias de señales magnéticas de distintos cuerpos, el ancho de un máximo es proporcional a la profundidad de la estructura geológica.

En figura 3b se grafican con colores cálidos los altos de la señal analítica y los colores fríos son sus bajos. El basamento metamórfico de la sierra de Pie de Palo se resalta en amarillo (máximo valor absoluto de la señal analítica) aquí se ubican las

rocas de mayor magnetización (Chernicoff *et al.* 2009), hacia el sur de la sierra, donde el basamento se hunde, se continúan estas anomalías pero con amplitud menor (por estar a mayor profundidad respecto del magnetómetro). Las mismas características se observan en los afloramientos metamórficos del cerro Valdivia y, ya en Precordillera, en los intrusivos ubicados al oeste del valle de Ullum-Zonda, entre ellos el cerro Blanco (CBCO). 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.

El sistema de fallas del Tulum tiene una expresión muy clara en el mapa de señal analítica (altos magnéticos) y exhibe muy buena correlación tanto con la residual gravimétrica, como con la interpretación de fallas superficiales de Zambrano y Survires (2008).

Una estructura, no interpretada hasta el presente, se ve como una alineación de mínimos en el mapa de señal analítica y de máximos relativos en las anomalías residuales de Bouguer. La alineación es transversal al rumbo principal del sistema de fallas del Tulum y se sigue desde Médanos Grandes, atraviesa el cerro Barboza y penetra hasta el norte de la sierra Chica de Zonda. Esta misma estructura controla el gradiente de las variaciones gravimétricas de origen tectónico (m) encontradas al sur del Gran San Juan (véase apartado 3, en análisis de ritmos de los cambios gravimétricos). Podría tratarse de una zona milonitizada por estar relacionada con un mínimo magnético.

Por otra parte el gradiente m en dirección E-O al norte del río San Juan también está relacionado con mínimos tanto en las residuales de Bouguer como en la señal analítica del campo magnético. Este mínimo se sigue desde el río San Juan en Precordillera Central, pasa por el valle de Zonda, controla el espesor sedimentario de la cuenca del valle de Tulum (bajos gravimétricos al este de la falla de La La-

ja) y genera un gradiente que divide por el centro a la sierra de Pie de Palo (hacia el norte bajos gravimétricos y magnéticos; y hacia el sur fuertes positivos en ambos campos potenciales).

La ciudad de San Juan está en un alto magnético flanqueado por los tres gradientes de variación temporal de la gravedad antes analizados. Un cuarto gradiente, no totalmente cubierto por las estaciones de monitoreo gravimétrico 4D, se sigue a lo largo del fallamiento Villicum-Ullum-Zonda.

Islam (2009) modeló por el método de elementos finitos el régimen de esfuerzo sismogénico en las fallas activas del basamento de Precordillera y Sierras Pampeanas. Puntualizó que el esfuerzo de corte sismogénico está concentrado en el dominio cristalino interno del orógeno. En su modelo reconoció una acumulación de esfuerzo de corte a gran escala a lo largo de las fallas activas de Precordillera Oriental y Sierras Pampeanas Occidentales que pueden actuar como moduladores del régimen de esfuerzo-deformación local para provocar la ocurrencia de un terremoto.

Nuestra interpretación señala cuatro estructuras en el basamento (fallas) que rodean el gran San Juan (Figs. 2, 3 y 4). Las zonas de gradientes en el campo de variaciones temporales de la gravedad están relacionadas con fuentes sismogénicas (Sun y Okubo 1993, Hayes *et al.* 2006) esto implica una alta peligrosidad sísmica para la región. Los cambios de gravedad reflejan importantes tasas de movilidad cortical en estas estructuras. La abundante actividad sísmica de magnitud moderada (Fig. 1), podría actuar como disipador de la energía acumulada. Zhu *et al.* (2004) estudiaron la evolución geodésica regional en el bloque Qinghai-Xizang en China, relacionando gradientes de $\sim 0,070$ mGal/año como precursores de terremotos de magnitud 5,8 y 5,9.

Los fuertes gradientes m encontrados indican importante actividad, fundamentalmente, en el norte del río San Juan y en el sistema de fallas del Tulum. Estas zonas parecen estar acumulando deformación

elástica que podría liberarse en un solo evento de magnitud importante. No obstante, parte de los cambios de gravedad en el valle de Tulum podrían atribuirse a fenómenos de relajación post-sísmicos, relacionados con los tres grandes terremotos ocurridos en los últimos 67 años en esta región.

Es necesario acompañar las mediciones precisas de gravedad con monitoreo geodésico GPS para modelar las fuentes sismogénicas. En los dos últimos años hemos ampliado la red de monitoreo gravimétrico en un área que triplica la analizada actualmente (Red G2). En los meses venideros pretendemos reocupar simultáneamente estos puntos fijos con GPS y gravedad. Se harán también mediciones de gradientes verticales de la gravedad a efectos de modelar la contribución gravimétrica producto de variaciones altimétricas, relacionada con actividad tectónica en cada subregión.

Modelo por inversión gravi-magnetométrica 2D:

Para interpretar esquemáticamente las estructuras sismogénicas más importantes en la corteza superior, se preparó una sección modelada por inversión gravimétrica. Las fallas modeladas se interpretaron a partir de deconvoluciones sobre la señal analítica de las anomalías magnéticas (Nabighian 1972, Phillips 2007, Ruiz e Introcaso 2011). Corriendo el operador de deconvolución se calcularon soluciones a contactos (bordes de interfaces magnéticas), la agrupación de éstas constituye una buena estimación de la geometría de fallas. En figura 4 se grafican los contactos magnéticos, las cruces indican su profundidad, el vector es proporcional al contraste de susceptibilidad magnética y señala la inclinación del contacto (con una ambigüedad de 90°).

En el modelado gravimétrico se empleó el método de Parker (1972) implementado por Phillips (2007). La señal de entrada es la anomalía residual gravimétrica descompensada. Se computó un modelo de tres capas: topografía (con variación lateral de densidad obtenida desde afloramientos); relleno sedimentario con densidad media de $2,42 \text{ g.cm}^{-3}$ calculada desde

perfiles sínicos de los pozos Las Peñas y Matagusanos (YPF S.E.); basamento cristalino con densidad $2,75 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ (Luna 2010). En la inversión gravimétrica se tuvieron en cuenta las alineaciones y contrastes de susceptibilidad de los contactos magnéticos.

El modelo resultante (Fig. 4) exhibe la geometría del basamento cristalino y permite interpretar las estructuras más importantes en la corteza superior. Las fallas que cortan la topografía son las que tienen expresión superficial o han sido interpretadas por geofísica subsuperficial (Zambrano y Suvires 2008). De acuerdo con los resultados de gravimetría 4D presentados en este trabajo, los sistemas de falla interpretados pueden considerarse fuentes sismogénicas. La tasa de mayor actividad tectónica está asociada con el alto estructural del fallamiento del Tulum. Actividad moderada se determinó en la región de la falla de La Rinconada, estructura que podría estar relacionada con la falla modelada por debajo del punto fijo DGC47, y en la falla Villicum-Ullum-Zonda que levanta la sierra chica de Zonda.

CONCLUSIONES

Diez años de mediciones gravimétricas periódicas (2000-2009), han permitido evaluar velocidades de variación de la intensidad del campo gravitatorio (m), asociadas con deformaciones tectónicas en el sector sur de la Precordillera Oriental y las Sierras Pampeanas Occidentales sanjuaninas.

Los datos observados corroboran el levantamiento actual con vergencia oeste de la Precordillera Oriental. En esta estructura se identifican segmentos con fuerte actividad tectónica: a) la falla de La Laja, cuyas variaciones de la gravedad alcanzan un ritmo de $-0,011 \text{ mGal/año}$ y se ajustan perfectamente con regresiones estadísticas lineales; b) zona de Maradona-Cerro Bayo, con aumentos de $0,006 \text{ mGal/año}$ al oeste de la sierra chica de Zonda y c) disminuciones de $-0,007 \text{ mGal/año}$ asociadas con la falla La Rinconada.

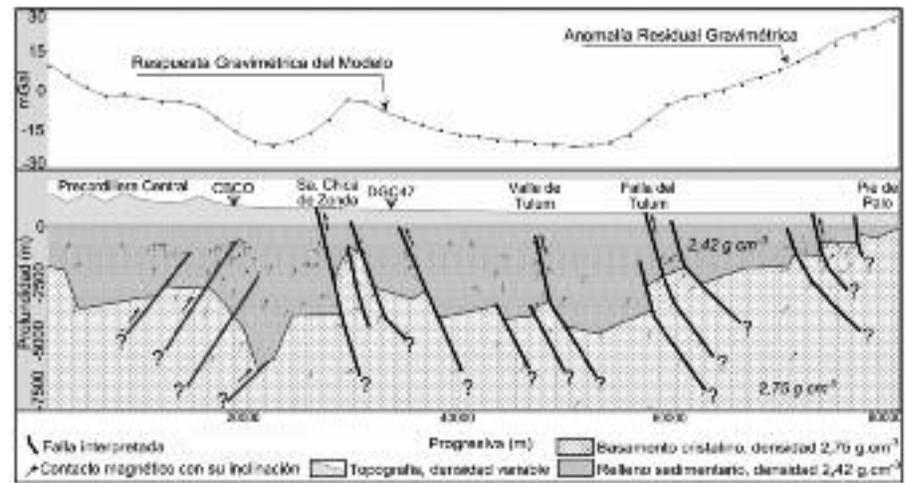


Figura 4: Modelo gravi-magnetométrico esquemático, véase ubicación en la figura 3. Arriba: anomalía residual gravimétrica versus ajuste del modelo. Abajo: modelo gravimétrico de tres capas superpuesto a la inversión obtenida por deconvolución de la señal analítica de las anomalías magnéticas (cruces: profundidad del contacto, vector: es proporcional al contraste de susceptibilidad y señala su inclinación).

Los cambios en m revelan alta actividad tectónica en el sistema de fallas del Tulum, los cambios de gravedad están alineados en la dirección que une los cerros Valdivia - Barboza - sierra de Pie de Palo y aumentan hacia el oriente. Las máximas variaciones gravimétricas se observan al este del cerro Barboza con un ritmo lineal de $-0,011 \text{ mGal/año}$.

La ciudad de San Juan está emplazada en un bloque tectónico flanqueado por, al menos, tres fuertes gradientes en los cambios temporales del campo gravitatorio. Según la interpretación de mapas residuales de anomalías gravimétricas y magnéticas junto con el modelaje de una sección geofísica 2D, estos gradientes están asociados con estructuras en el basamento cristalino. Estas deben ser consideradas fuentes sismogénicas que acumulan deformación, la que podría liberarse en eventos sísmicos destructivos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte del Proyecto 21 E905, subsidiado por CICITCA, Universidad Nacional de San Juan. También ha sido soportado, en parte, por los proyectos PICT-2007-01903 (ANCYT) y 21E810 (CICITCA).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- 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.
- 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*, The Geological Society, Special Publication 142: 11-33, London.
- Baldis, B., Martínez, R., Villegas, C., Pereyra, M.Y. y Pérez, A. 1990. Estructura Provincialismo geológico y unidades tectonoestratigráficas. 11° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 186-211, San Juan.
- Borrello, A.V. 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales 14: 136 p., Buenos Aires.
- Cahill, T. y Isacks, B. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research* 97: 17503-1752.
- Chapman, D.S., Sahn, 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.

- 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.
- 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* 28: 325-332.
- Ferguson, J.F., Chen, T., Brady, J., Aiken, C.L.V. y Seibert, J. 2007. The 4D microgravity method for waterflood surveillance II - Gravity measurements for the Prudhoe Bay reservoir, Alaska. *Geophysics* 72: 133-143.
- 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.
- GEOSOFT 2010. Montaj Gravity and Terrain Correction software. Gravity data processing extension for Oasis montaj v7.1. Online catalog (www.geosoft.com).
- 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:10.1029/2005JB004092.
- INPRES (Instituto Nacional de Prevención Sísmica) 2010. Listado de terremotos históricos de Argentina, catálogo en línea (www.inpres.gov.ar).
- Introcaso, A. 1997. Gravimetría. Editorial UNR, 350 p., 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, Argentina. En Introcaso, A. (ed.) *Contribuciones a la Geodesia en la Argentina de fines del siglo 20, Homenaje a Oscar Parachú*, UNR Editora, 243-252, 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.
- 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.
- 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: 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.
- Luna, E. 2010. Interpretación geofísica de la corteza en la Precordillera Oriental sanjuanina, a partir de datos magnéticos, gravimétricos y neotectónicos. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan (inédita), 109 p., 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 de la Asociación Geológica Argentina* 61: 589-603.
- Miranda, S., Herrada, A. y Sisterna, J. 2006. Una propuesta para el monitoreo de la movilidad cortical actual en la Sierra Chica de Zonda (Precordillera Oriental de San Juan): mediciones de gravedad en red. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61: 444-448.
- Nabighian, M. 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-sections: Its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics* 37: 507-517.
- 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: 33-61.
- Naipauer, M., Vujovich, G.I., Cingolani, C.A. y 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.
- Paredes, J. y Perucca, L. 2000. Fallamiento cuaternario en la depresión de Matagusanos, San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55: 23-30.
- Parker, R. L. 1972. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 42: 315-334.
- Perucca, L.P., Pérez, A.M., Moreiras, S.M. y Bracco, A. 2008. Análisis del campo de esfuerzos en una secuencia lacustre de Precordillera Oriental, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 223-232.
- 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.
- Ramos, V.A. 2004. Cuyania, an exotic block to Gondwana: Review of a historical success and the present problems. *Journal Gondwana Research* 7 (4): 1-18.
- Ramos, V.A., Cegarra, M. y Cristallini, E. 1996. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30°-36° latitude). *Tectonophysics* 259: 185-200.
- 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.
- Roest W.E., Verhoef, J. y Pilkington, M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics* 57(1): 116-125.
- 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: 1133-1142.
- 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.
- Ruiz, F., Laplagne, A., Gallego G. e Introcaso, A. 2008. Variaciones de gravedad en el Valle de Tulum, San Juan: aportes a la caracterización sismotectónica. *GEOACTA* 33: 115-122, Bahía Blanca.

- Ruiz, F., Gimenez, M., Introcaso, A., Martínez, P., Cornaglia, L., Leiva, F. y Sisterna, J. 2009. Cambios periódicos de gravedad vinculados con tectónica activa en la Precordillera Oriental, San Juan, Argentina. 11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Actas 1761_EVT_6YEAR_2009: 4 p., Salvador.
- Ruiz, F., Luna, E., Vargas, D., Gimenez, M. y Martínez, P. 2011. Importancia del ajuste y nivelación de datos aeromagnéticos a partir de magnetometría terrestre. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas: 1198-1199, Neuquén.
- Rundle, J.B. 1982. Viscoelastic-Gravitational Deformation by a Rectangular Thrust Fault in a Layered Earth, *Journal Geophysical Research* 87(B9): 7787-7796.
- Sambridge, M., Braun, J. y McQueen, H. 1995. Geophysical parameterization and interpolation of irregular data using natural neighbours. *Geophysical Journal International* 122: 837-857.
- SEGEMAR 1999. Intensidad de campo magnético total: grilla de datos aeromagnéticos digitales, Bloque II Precordillera Sur 17 (San Juan - Mendoza). Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires.
- SEGEMAR 2000. Carta Geológica de la República Argentina. Hoja (3169-IV) San Juan, escala 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires.
- SEGEMAR 2001. Intensidad de campo magnético total: grilla de datos aeromagnéticos digitales, Área Pie de Palo 26 (San Juan). Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires.
- 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.
- 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.
- Ukawa, M., Nozaki, K., Ueda, H. y Fujita, E. 2010. Calibration shifts in Scintrex CG-3M gravimeters with an application to detection of microgravity changes at Iwo-tou caldera, Japan. *Geophysical Prospecting* 58: 1123-1132.
- 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 31°S and 33°S: Sierras Pampeanas-Precordillera interaction. *Journal Geophysical Research* 112, B03S15, doi: 10.1029/2006JB004287.
- 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.
- Volponi, F.S., Sisterna, J. y Robles, J.A. 1982. Orogenia, fuerzas gravitacionales y fuerzas tectónicas. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 3: 719-730, Buenos Aires.
- Walsh J. y Rice, J. 1979. Local changes in gravity resulting from deformation. *Journal Geophysical Research* 84(B1): 165-170.
- Zambrano, J.J. 1986. Actualización geológica del valle de Tulum en la provincia de San Juan. Centro Regional de Aguas Subterráneas T 1 (inédito), 198 p., 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: 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.

Recibido: 10 de julio, 2010.

Aceptado: 18 de agosto, 2011.