



El método potencial (gravimetría) como herramienta en el análisis morfotectónico del valle de Iglesia, provincia de San Juan

Juan Manuel ALCACER SÁNCHEZ¹, Flavia TEJADA¹, Martín ROTHIS¹, Laura PERUCCA¹, Federico HARO¹, Silvia MIRANDA²

¹ Gabinete de Neotectónica y Geomorfología. INGENIO (FCEFyN-UNSJ)- CIGEOBIO-CONICET, San Juan.

² Departamento Geofísica y Astronomía FCEFyN-UNSJ, San Juan.

E-mails: lperucca@unsj-cuim.edu.ar; alcacersanchez@gmail.com, flaviatejada@gmail.com, marothis@gmail.com, federicoharo58@gmail.com, smiranda@unsj-cuim.edu.ar

Editores invitados: Adriana Mehl, Francisco Córdoba y Andrés Bilmes

Recibido: 7 junio, 2019

Aceptado: 17 octubre, 2019

RESUMEN

La reciente evolución tectónica de los Andes por la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana produjo la elevación y posterior denudación del orógeno andino, ocasionando el avance de la deformación hacia el antepais y el desmembramiento y deformación de las cuencas del retroarco. La cuenca de Iglesia está limitada al este por Precordillera Occidental y al oeste por Cordillera Frontal. La actividad tectónica cuaternaria en esta depresión queda evidenciada por las estructuras identificadas en ambos piedemontes. En este trabajo se correlacionan las deformaciones cuaternarias observadas e inferidas en superficie a través de un análisis morfotectónico, con las existentes en subsuelo, obtenidas en función del procesamiento y análisis de datos gravimétricos. La interpretación geofísica-geológica de las anomalías gravimétricas residuales sugiere la presencia de estructuras que segmentan el valle, ejerciendo un control estructural sobre la cuenca de Iglesia con la reorganización de la red de drenaje durante el Cuaternario. Así, el análisis de la red de drenaje y de la carta de anomalías gravimétricas residuales permitió interpretar dos importantes altos estructurales no aflorantes, uno de rumbo ONO y otro aproximado O-E reflejados por divisorias de aguas entre las cuencas de los ríos Blanco, Seco de Los Tambillos- arroyo Iglesia y de Los Tambillos. Así, la respuesta gravimétrica del basamento y de las subcuencas que componen el valle de Iglesia, muestra una correlación con la estructura superficial y subsuperficial asociada al desarrollo de las tres cuencas fluviales del valle. Se destaca el uso de las herramientas geofísicas (gravimetría) y morfotectónicas en el reconocimiento de estas estructuras subsuperficiales que controlan el paisaje cuaternario.

Palabras clave: *Morfotectónica, Geofísica, Cuencas fluviales, Andes Centrales.*

ABSTRACT

The potential method (gravity) as a tool in the morphotectonic analysis of the Iglesia valley, province of San Juan.

The recent tectonic evolution of the Andes, driven by the convergence between the Nazca and the South American plates, produced the uplift and subsequent denudation of the Andean orogen, causing the advance of the deformation towards the forearc, the dislocation and deformation of the retroarc basins. The Iglesia basin is bounded on the east by Western Precordillera and by Cordillera Frontal on the west. Quaternary tectonic activity is evidenced by the structures identified in both piedmonts. In this work, these Quaternary structures observed and inferred on the surface are correlated, through a morphotectonic analysis, with those existing in the subsurface, based on the processing and analysis of gravimetric and geomorphological data. The geophysical-geological interpretation of the residual gravimetric anomalies suggests Quaternary subsurface structures segmenting and controlling the tectonic evolution of the Iglesia basin by reorganizing the drainage network. Thus, the analysis of the drainage pattern and the residual gravimetric ano-

malies chart allowed us to interpret the existence of two main buried structural highs, one of them trending WNW and the other ~ W-E, reflected by watersheds between the Blanco, Seco de Los Tumbillos- arroyo Iglesia and de Los Tumbillos river basins. In this way, the gravimetric response of the basement and sub-basins of the Iglesia valley shows a close relationship with the surface and subsurface structures associated with the development of these three river basins. Finally, we emphasize the use of geophysical (gravimetry) and morphotectonic tools in the recognition of surface and subsurface structures that control the Quaternary landscape.

Keywords: *Morphotectonics, Geophysics, Fluvial basins, Central Andes.*

INTRODUCCIÓN

El valle de Iglesia (~30-31°S y 69°O) se sitúa al oeste de la provincia de San Juan y constituye el sector septentrional de la depresión intermontana regional Iglesia-Calingasta-Uspallata, limitada tanto por el este como por el oeste por importantes cordones montañosos que adoptan un rumbo predominantemente meridional, Precordillera Occidental al este y Cordillera Frontal al oeste. Desde el punto de vista estructural constituye una depresión tectónica elongada de rumbo N-S que se extiende desde la localidad de Malimán por el norte hasta la localidad de Uspallata en la provincia de Mendoza (Fig. 1a).

La configuración del valle de Iglesia es notablemente asimétrica, con su eje desplazado hacia el este, tal como lo señalaron Perucca y Martos (2012). Por el oeste, en Cordillera Frontal, las elevaciones más importantes como la Cordillera de Colangüil y el Cordón de Las Minutas superan en general los 5000 m s.n.m., desarrollando un extenso piedemonte y formando abanicos aluviales-fluviales. En Precordillera Occidental los principales cordones montañosos como las sierras del Volcán, Negra y cerro Puntudo alcanzan los 3500 m s.n.m., y generaron un piedemonte de menor superficie.

Las características hidrográficas de esta depresión son típicas de las zonas andinas, es decir cursos fluviales efímeros de rumbo O-E que permanecen sin escorrentía superficial durante la mayor parte del año y que alcanzan los colectores principales de rumbo predominantemente N-S que drenan dicho valle hacia el este. En la cuenca del río Jáchal los dos principales colectores con rumbo submeridional son el río Blanco por el norte, de carácter permanente, el cual circula desde el norte hacia el sur hasta desembocar en el embalse artificial de Cuesta del Viento y el río Seco de Los Tumbillos-arroyo Iglesia que circula de sur a norte, para también desembocar en dicho embalse. A partir de este punto, nace el río Jáchal, de carácter antecedente, que atraviesa toda la Precordillera de San Juan con sentido al este (Fig. 2).

En la porción austral de la depresión se destaca una sua-

ve divisoria de aguas que separa las dos grandes cuencas hidrográficas de los ríos Jáchal y San Juan (Figs. 3 y 4). Hacia el norte drena sus aguas el río Seco de Los Tumbillos-arroyo Iglesia hasta el embalse Cuesta del Viento (cuenca del río Jáchal) mientras que el río de Los Tumbillos, también de rumbo ~N-S, corre en dirección sur hasta desembocar en la margen izquierda del río Castaño, tributario del río San Juan, el que drena toda la región hacia el este atravesando también la Precordillera sanjuanina (Fig. 2).

Perucca y Martos (2009, 2012) señalaron que la geomorfología del valle de Iglesia es el resultado de la interacción entre los procesos sedimentarios, climáticos y tectónicos, siendo las geoformas predominantes los sistemas de abanicos aluviales originados durante el Pleistoceno por combinación de procesos aluviales y fluviales bajo condiciones climáticas pasadas más frías y húmedas, diferentes a las condiciones de aridez reinantes actualmente en la región. Además, la morfología original en ambos piedemontes a esta latitud ha sido modificada por la tectónica cuaternaria (sistemas de fallas Colangüil, Pismanta, Angualasto, El Tigre y fallas Cántaro de Oro y Río Castaño) generando un conjunto de escarpas a favor y en contra de la pendiente, alterando por consiguiente el patrón de drenaje en distintos sectores sobre la traza de los sistemas de falla identificados. Sin embargo, hasta el momento no se han llevado a cabo en el valle de Iglesia, estudios en los cuales se integre la información geológica de superficie con estudios gravimétricos que relacionen las estructuras con evidencia en superficie de actividad tectónica cuaternaria y su continuidad en niveles corticales más profundos. Por lo tanto, el objetivo del presente trabajo es establecer las principales características de la geometría del basamento del valle de Iglesia mediante un análisis geofísico (gravimetría), con el fin de establecer la relación entre las anomalías observadas a través de este análisis, las estructuras superficiales con actividad tectónica cuaternaria ya identificadas en estudios previos y la evidencia morfotectónica que muestran las tres cuencas fluviales que surcan el valle de Iglesia. A partir de este estudio se podrá identificar el control que ejercen las estructuras

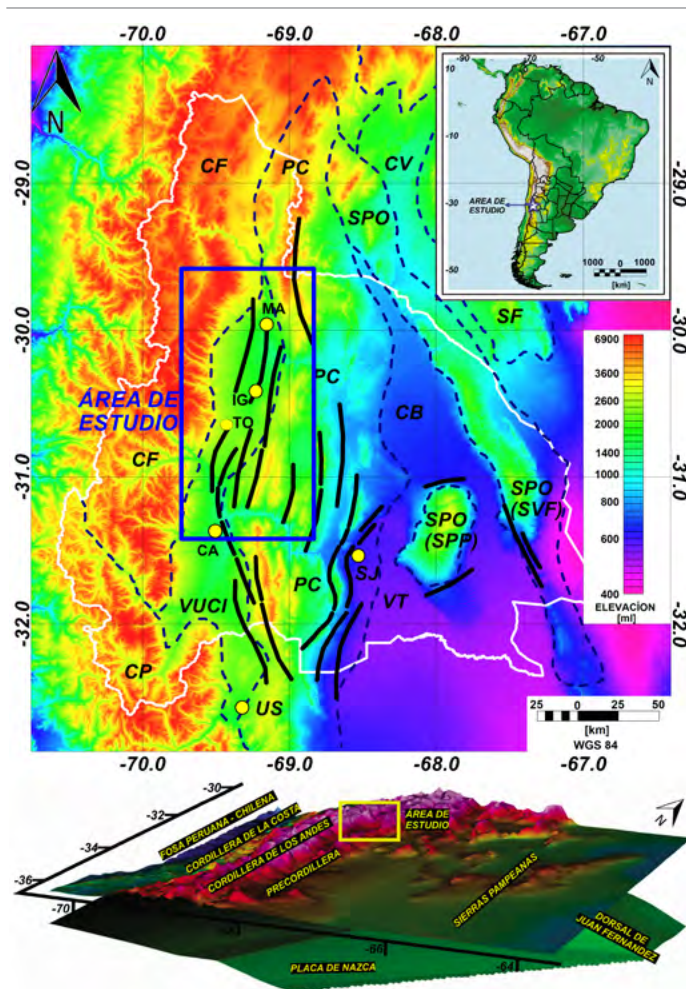


Figura 1. a) Modelo de elevación digital de la provincia de San Juan (cuyo límite político se indica en trazo blanco) y alrededores. El recuadro indica el área de estudio. Las líneas negras indican las principales estructuras con evidencia de actividad tectónica cuaternaria. CF: Cordillera Frontal; CP: Cordillera Principal; PC: Precordillera, SPO: Sierras Pampeanas Occidentales (SVF: Sierra de Valle Fértil; SPP: Sierra de Pie de Palo); VUCI: Valle de Uspallata - Calingasta - Iglesia; VT: Valle del Tulum; CV Cuenca de Vinchina; CB: Cuenca de Bermejo; Con círculos amarillos se indican las principales localidades, US: Uspallata; CA: Calingasta; MA: Malimán; IG: Iglesia; TO: Tocota; b) Modelo 3D del segmento de subducción plana pampeana en el que se indican las unidades morfoestructurales que caracterizan al segmento andino. El recuadro amarillo indica el área de estudio.

ciegas, no aflorantes o cubiertas por depósitos cuaternarios, sobre el paisaje y la red de drenaje.

MARCO TECTÓNICO

Entre los 29 ° y 33 ° S, la placa de Nazca subduce por debajo de la placa de América del Sur a una velocidad de 6,3 cm/año (e.g. Ramos 1999, Kendrick et al. 2003) con un ángulo de convergencia de ~78 ° (Vigny et al. 2009). La zona andina de la región centro-occidental de Argentina muestra

una deformación de retroarco, generada por la subducción del *flat slab* pampeano bajo la litosfera sudamericana a una profundidad de unos 100 km (e.g. Cahill e Isacks 1992, Siame et al. 2006, Alvarado et al. 2009) (Fig. 1b). Esta geometría se relaciona con la placa de Nazca, anormalmente engrosada por la dorsal de Juan Fernández por debajo del margen sudamericano (Pilger 1981), que produjo la migración del frente de deformación hacia el antepaís (Gutscher et al. 2000, Ramos et al. 2002) conformando las unidades morfoestructurales de Cordillera Frontal con un estilo de deformación de piel gruesa, el valle de Iglesia, considerada por algunos autores como una cuenca *piggy-back* (Beer et al. 1990), la faja plegada y corrida de Precordillera de piel fina y las Sierras Pampeanas como bloques de basamento basculados con vergencia occidental.

En el ámbito de Cordillera Frontal afloran grauvacas, limoarcillas y psamitas de edad carbonífera superior-pérmica inferior, granitos y granodioritas pérmicas, granitos asignados al Mesozoico, sedimentitas continentales del Neógeno y de-

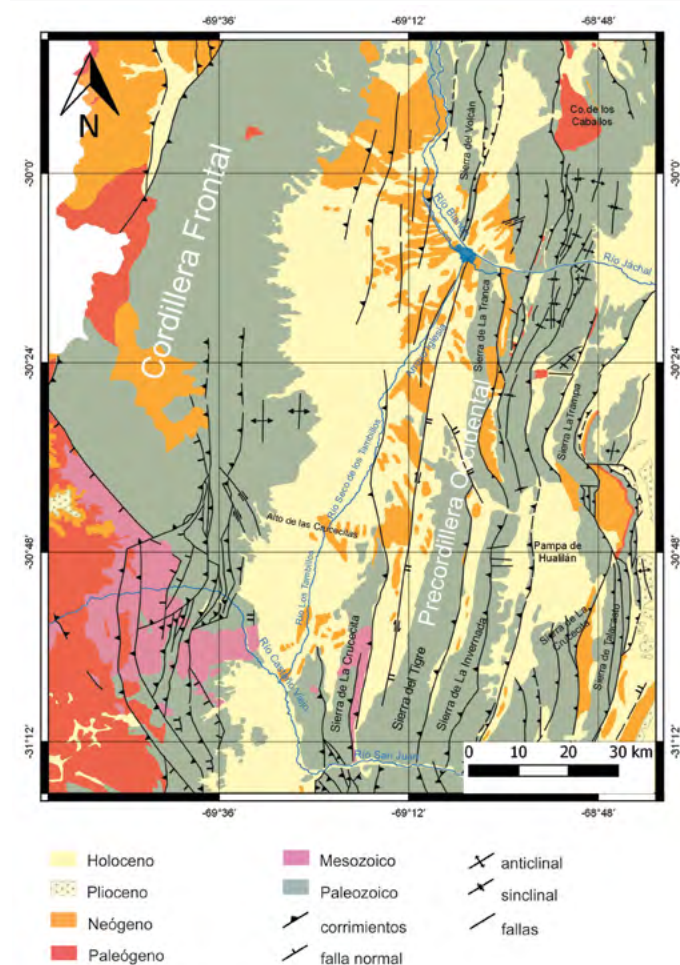


Figura 2. Mapa geológico esquemático del área de estudio (modificado de Ragona et al. 1995). 1: Sistema de fallamiento Angualasto; 2: Sistema de fallamiento Colangüil; 3: Sistema de fallamiento Pismanta; 4: Sistema de fallamiento El Tigre (SFET); 5: Falla Castaño; 6: Falla Cántaro de Oro.

pósitos glaciales, periglaciales, gravitacionales y fluviales del Pleistoceno tardío-Holoceno (Camino 1979, Perucca y Martos 2009, 2012). En Precordillera Occidental, las unidades estratigráficas más antiguas corresponden a sedimentitas ordovícicas y devónicas, en las que se alojan cuerpos ácidos hipoabisales del Pérmico Inferior y el Triásico Inferior. El Paleógeno-Neógeno está representado por depósitos continentales, tales como tobas, areniscas, pelitas y conglomerados y durante el Cuaternario se depositaron principalmente sedimentos continentales fluviales, gravitacionales y en menor proporción, eólicos (Perucca y Martos 2009, 2012) (Fig. 2). Los depósitos cuaternarios están constituidos principalmente por clastos de grauvacas, lutitas y variedad de rocas ígneas. Los más recientes ocupan una posición topográfica más baja, formando secuencias de tipo aluvial y fluvial. Los depósitos finos tales como limos, arcillas y arenas finas se ubican en el depocentro de la depresión tectónica del Valle de Iglesia y constituyen los niveles de base locales de los cursos efímeros que atraviesan el piedemonte.

Beer et al. (1990) determinaron que la Cuenca de Iglesia posee en su centro unos 3.5 km de espesor de sedimentitas del Neógeno, adelgazándose dicho espesor hacia el este, el oeste y hacia sur y norte. Siame et al. (1996) sugirieron que entre los 30°-31° S, el valle de Iglesia y la Precordillera corresponden a una zona transpresiva de escala cortical, en la que las deformaciones se distribuyen en forma horizontal dextral a lo largo del sistema de fallas El Tigre e inversa en la faja plegada y corrida de la Precordillera. Jordan et al. (1997) realizaron estudios estratigráficos, de sísmica de reflexión y de geología de superficie para determinar edades y efectuar correlaciones entre las distintas subcuencas del valle de Iglesia a fin de definir su evolución paleogeográfica. Estos autores indicaron que la cuenca de Iglesia habría evolucionado hace 20 Ma a un sistema de sobrecojimientos con vergencia al este. Estos sobrecojimientos estarían unidos a una rampa profunda o superficie basal de despegue sobre la que la cuenca "cabalga" en forma pasiva (cuenca *piggyback*, Allmendinger et al. 1990).

Marco Neotectónico

Existe notable evidencia de actividad tectónica cuaternaria en la zona de estudio. En el piedemonte oriental de Cordillera Frontal, Perucca y Martos (2009, 2012), Perucca y Vargas (2014) y Alcacer Sánchez y Perucca (2017) definieron tres sistemas de fallas inversas, de rumbo NNE, con alto ángulo de inclinación que afectan depósitos aluviales cuaternarios asignados al Pleistoceno tardío-Holoceno denominados Colangüil-Guañizuil, Pismanta-Las Flores y Angualasto-Bella

Vista. Estos sistemas de falla han generado un conjunto de escarpas a favor y a contra pendiente alterando el diseño del drenaje en los distintos sectores a lo largo de sus trazas (Alcacer Sánchez y Perucca 2017). En el piedemonte sureste de la Cordillera Frontal se ubica además la falla Río Castaño (Fig. 3a).

El sistema de fallas Colangüil posee un rumbo promedio N6° E a N15° E y a él se asocian lineamientos secundarios con orientaciones predominantes NE y NO (Alcacer Sánchez y Perucca 2017) (Fig. 3b). La rectilinearidad del trazo de la falla, el cambio en la posición de la cara libre de la escarpa y en la inclinación del plano de falla, en algunos casos hacia el este y en otros al oeste, serían algunos indicadores de una componente de desplazamiento lateral. En la porción sur del piedemonte cordillerano se identificó la falla Río Castaño, que deforma un antiguo abanico aluvial formado por el río Castaño, sobreelevado y fuertemente incidido asignado en este trabajo tentativamente al Pleistoceno temprano. Esta falla es inversa, con rumbo N20° E e inclina entre 30° y 75° O (Palacios y Suvires 2003, Perucca y Vargas 2014).

En el piedemonte occidental de Precordillera se ubica el sistema de fallas El Tigre, definido por Bastías (1985), con más de 120 km de extensión y rumbo N-S (~N7° E) (Peri et al. 2017). Esta estructura presenta a lo largo de su trazo escarpas a contrapendiente y evidencia de desplazamiento horizontal dextral. Afecta seis niveles de abanicos aluviales cuyas edades varían entre 700 ka y 21 ka (Siame et al. 1997 a,b) aunque en el presente trabajo se estima una edad holocena, al encontrarse evidencia de deformación en los cauces actuales. La falla es de alto ángulo y alterna tramos transtensivos y transpresivos, bajo un régimen regional transpresivo durante el Cuaternario (Fazzito 2011). Su trazado es discontinuo, con tramos de 1 a 7 km de longitud y se disponen en saltos en escalón hacia el oeste o sugieren un diseño en cola de caballo hacia el norte y oeste (Perucca y Martos 2009).

En las proximidades a la localidad de Iglesia se identificó, en una exposición natural, un plano de falla con una inclinación de aproximadamente 70° al Oeste con rumbo N-S. La falla coloca rocas del Neógeno sobre depósitos aluviales cuaternarios (Fig. 3c). Para el segmento sur del sistema, se estimaron tasas de desplazamiento horizontal de 1 mm/año y vertical de 0.3 mm/año, desde el Pleistoceno tardío. El desplazamiento horizontal acumulado por desvíos de canales fue estimado en 260 ± 20 m durante el Cuaternario tardío (Siame et al. 1997a, b, 2006). La transcurrancia dextral se manifiesta mediante canales desviados (Bastías 1985, Siame et al. 1997a, b) en el segmento sur y en su segmento central mediante curvaturas transtensivas que originan cié-

nagas de falla y curvaturas transpresivas que originan dorsos de presión (*pressure ridges*) (Bastías et al. 1984, Fazzito et al. 2013).

Costa et al. (2000) determinaron para el sistema de fallas El Tigre una inclinación promedio medida en una trinchera de 75°- 80° E y señalaron un ramal de falla paralelo denominado falla Cántaro de Oro (Figs. 2 y 3).

Por otro lado, además de las estructuras N-S, se puede mencionar en Precordillera la existencia de fajas oblicuas de carácter regional, transtensionales y transpresionales que habrían controlado la deformación y rotaciones tectónicas durante el Neógeno y Cuaternario (Japas et al. 1988). Perucca y Ruiz (2014), mencionaron en la porción sur de Precordillera la existencia de fallas rumbo-deslizantes con rumbo ONO. Castro de Machuca y Perucca (2015) también describieron al sur de la Precordillera discontinuidades estructurales rumbo-deslizantes representadas por amplias áreas de deformación frágil-dúctil con rumbo ONO, sugiriendo reactivaciones de estructuras preexistentes heredadas de fases tectónicas anteriores.

Fazzito et al. (2013) describieron en el área de estudio lineamientos de orden regional y fallas inferidas oblicuas con rumbo aproximadamente NO. Estos autores sugirieron que estas estructuras controlarían el acomodamiento y segmentación del sistema de fallas El Tigre, siendo la expresión en

superficie de estructuras de basamento. También Oriolo et al. (2013, 2015) describieron más al este del área de estudio, estructuras NNE con componente horizontal dextral y NO con componente sinistral que coincidirían con cambios en la geometría del sistema de fallas El Tigre.

La edad de la deformación de estas estructuras transversales se estima que corresponde al Neógeno tardío-Pleistoceno temprano, ya que afecta estas unidades, sugiriendo un control pasivo durante la mayor parte del Cuaternario. Sin embargo, no puede descartarse un control activo durante el Cuaternario tardío, tal como lo indicarían algunas estructuras con evidencia de actividad tectónica identificadas en el área del portezuelo cercano a la localidad de Tocota (alto de Las Crucecitas; Fig. 2).

Si bien la sismicidad instrumental e histórica en la región es baja, Alcacer Sánchez y Perucca (2017) realizaron un análisis paleosismológico en exposiciones naturales identificadas en secciones del sistema de fallas Colangüil y sugirieron la ocurrencia de al menos dos eventos sísmicos en la región relacionados a estas estructuras durante el Pleistoceno tardío-Holoceno. Estimaron magnitudes entre Mw 6.5 y Ms 7.0 para los sistemas de fallas del piedemonte de Cordillera Frontal. Por otro lado, Siame et al. (1997b) sugirieron sismos entre Mw 6.5 a 7.5 para el sistema de fallas El Tigre en el ámbito de Precordillera.

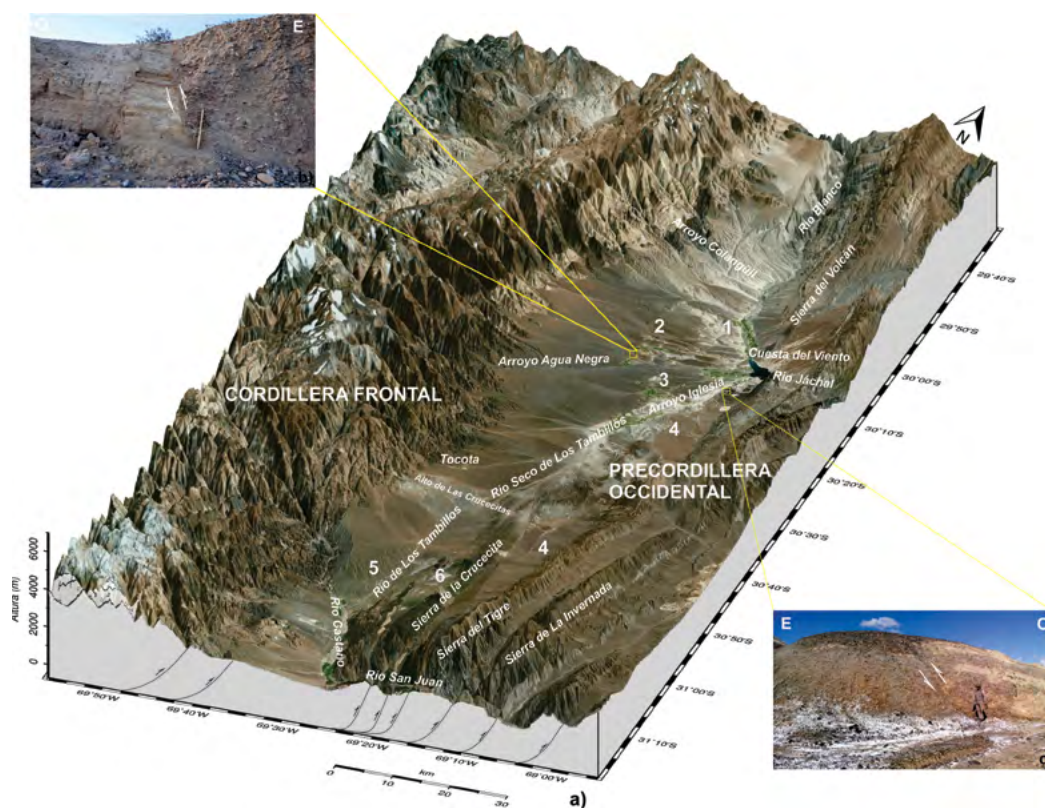


Figura 3. El valle de Iglesia: a) Bloque 3D del valle de Iglesia en el que se indican las principales estructuras de la cuenca de Iglesia, 1: Sistema de fallamiento Angualasto; 2: Sistema de fallamiento Colangüil; 3: Sistema de fallamiento Pismanta 4: Sistema de fallamiento El Tigre (SFET); 5: Falla Castaño; 6: Falla Cántaro de Oro. Los recuadros amarillos indican los sitios donde se encuentran las exposiciones naturales de las fotografías de campo. Bloque construido a partir de imagen *World imagery* y modelo de elevación digital SRTM *Worldwide Elevation Data* (1-arc-second Resolution, SRTM Plus V3; b) Falla Colangüil, Mira de escala de 1.6 m; c) Falla El Tigre. Persona de escala 1.80 m. En b y c las flechas indican sentido de movimiento de bloques.

METODOLOGÍA

Análisis de las cuencas fluviales y perfiles de franja

Se consideraron para este análisis, solamente aquellos cursos fluviales tributarios de los ríos Jáchal y San Juan que drenan longitudinalmente (N-S) el valle intermontano de Iglesia. La delimitación de las cuencas y obtención de la red de drenaje se realizó según el concepto de línea divisoria de aguas, a partir de Modelos Digitales de Elevación SRTM de 30 m de resolución obtenidos del IGN (Instituto Geográfico Nacional) con la ayuda de la interpretación de imágenes satelitales de alta resolución adquiridas a partir de *Google Earth*TM. El pre procesamiento del modelo digitales de elevación y la extracción de los parámetros del terreno analizados se realizó a partir de sistemas de información geográfica así como la georeferenciación de las imágenes en coordenadas geográficas (WGS84).

Las cuencas fueron delimitadas automáticamente utilizando los algoritmos de dirección y acumulación del flujo usando el modelo de flujo de dirección ocho (D8) de acuerdo con el método de O'Callaghan y Mark (1984). Para el análisis morfotectónico de las tres cuencas fluviales que drenan el valle de Iglesia, se efectuó la determinación de la asimetría de las cuencas, sus perfiles de equilibrio, perfiles de franja (*swath profiles*) e índices de concavidad.

Los resultados conseguidos fueron sistematizados a través de mapas, cuadros y diagramas, mediante el uso de software específico tal como QGIS y SAGA GIS.

El índice de asimetría de una cuenca intenta cuantificar la ausencia o existencia de basculamiento mediante una relación porcentual entre las áreas ocupadas por los dos márgenes del cauce principal (Keller y Pinter 1996). Cuando el valor obtenido se aproxima al 50%, menor será la influencia de la actividad tectónica en la cuenca; cuanto más se diferencie del 50% mayor influencia tuvo o tiene la actividad tectónica indicando una: mayor intensidad de basculamiento (Keller y Pinter 1996).

El índice de concavidad es un parámetro que permite la estimación del grado de curvatura del perfil longitudinal de un río. Para ello el área por debajo del perfil longitudinal se substrahe del total del área por debajo de la recta que une los dos extremos del perfil (Goldrick y Bishop 2007). Una recta tendrá un valor 0, cuanto más cercanos a 1, los valores serán más cóncavos, y los negativos serán convexos. Así, los ríos más evolucionados tendrían un perfil más cóncavo que los de juveniles o controlados por actividad tectónica reciente (Radane et al. 2003).

Según Scotti et al. (2014), a escala regional las características topográficas de un área se pueden describir mediante la variación espacial de elevaciones mínimas, promedio y máximas. La máxima topografía es representada por una superficie conocida como la envolvente que conecta los picos y muestra una topografía sin incisión. La topografía mínima es descrita como una sub-envolvente que corresponde a las elevaciones del fondo de los valles, y el promedio de la topografía tiende a representar el patrón general del paisaje a escala regional.

El relieve local es calculado entre la sustracción de la topografía máxima y mínima y cuantifica la incisión fluvial en un área dada. En paisajes tectónicamente activos, regiones con valores anómalamente altos del relieve local comúnmente coinciden con zonas con fuerte incisión por corrientes activas en respuesta a un ascenso de la región (Molin et al. 2004). La variación del relieve local en un área donde el clima es casi constante en toda la región y no hay contrastes litológicos, indica que los ríos responden a diferentes pulsos tectónicos (Scotti et al. 2014, Azañón et al. 2015, Perucca et al. 2018). Así, los perfiles en franja o *swath profiles* fueron realizados mediante el software SAGA GIS para cuatro sectores del valle (transversales al mismo) y para los tres ríos colectores principales elaborados a partir de SRTM 12.5 (*DEM*) y un ancho de franja de 1 km. El ancho de la franja para los perfiles topográficos y para los ríos se seleccionó de modo que permitiera evaluar variaciones en la topografía tales como longitud de los piedemontes, incisión fluvial, posición de las principales escarpas de falla y cambios de pendiente en los perfiles longitudinales.

Base de datos y anomalías gravimétricas

La base de datos empleada en el análisis gravimétrico de la región bajo estudio fue obtenida del *World Gravity Map 1.0* (WGM 1.0, Bonvalot et al. 2012). El WGM 1.0 se compone de un conjunto de grillas y cartas de anomalías de gravedad digitales de alta resolución calculadas a escala global a partir modelos de referencia de gravedad como el Modelo Geopotencial Global 2008 (EGM2008, Pavlis et al. 2008) y el modelo relieve global ETOPO1 (Amante y Eakins 2009). La versión 1.0 (WGM12) incluye un conjunto de tres cartas de anomalías Aire libre, Bouguer, Completa e Isostática.

La anomalía de Aire libre se calculó para la superficie terrestre en el contexto de la teoría de Molodensky (Heiskanen y Moritz 1967) e incluye correcciones por masa atmosférica. La anomalía Bouguer completa fue determinada sobre la totalidad de la tierra considerando la contribución de todas las masas superficiales existentes por encima o por debajo de la

superficie media del mar mediante la fórmula Somigliana - Pizzetti. De la misma manera, la contribución de compensación en el límite corteza manto también fue calculada en geometría esférica sobre la base del modelo de Airy-Heiskan, determinando de este modo la correspondiente anomalía Isostática. El WGM12 utiliza un enfoque en armónicos esféricos a fin proporcionar cálculos globales homogéneos y precisos en las correcciones de gravedad y anomalías hasta el grado 10800 (resolución espacial equivalente a $1 \times 1'$).

En los cálculos de anomalías fue considerada para las rocas de la corteza superior una densidad de $2,67 \text{ g/cm}^3$ de acuerdo con lo propuesto por Hinze (2003). A fin de evitar los efectos de borde la cobertura de datos fue expandida sobre los sectores limítrofes de la región bajo estudio. Finalmente las cartas de anomalías de Aire libre, Bouguer corregida por topografía e Isostática fueron grilladas de acuerdo con el método de mínima curvatura con un paso de grilla de 5 km mediante el empleo del software Oasis Montaj.

Filtrado de Anomalías

Desde el punto de vista geológico, las anomalías gravimétricas analizadas en este trabajo permitieron, a base de los contrastes de densidad observados en el interior de la superficie terrestre, delimitar el conjunto de estructuras geológicas existentes a distintas profundidades.

La anomalía de Bouguer contiene dos efectos, uno regional atribuido a las largas longitudes de onda del manto correspondientes con estructuras existentes a nivel corteza inferior y otro residual correspondiente a cortas longitudes de onda atribuido a estructuras de corteza superior y fuentes de gravedad intrabasamentales.

A fin de separar las fuentes corticales profundas de las someras se aplicaron diferentes técnicas de filtrado como continuación analítico ascendente, filtro pasa banda, filtro gaussiano y filtro *Butterworth*.

El método de continuación analítica ascendente consiste en calcular el campo potencial a una altura h constante sobre la superficie de medición (Dean 1958). Se basa en transformar el campo potencial medido sobre una superficie, al campo que sería medido sobre una superficie más alejada a la fuente. La carta de anomalía de Bouguer completa fue prolongada a diferentes alturas de 10 km, 20 km, 30 km, 40 km y 50 km, a fin de definir la altura de continuación analítica ascendente más representativa de la estructura regional en el área de interés, puesto que ésta debe reflejar todos aquellos rasgos regionales de interés sin incluir efectos locales ni perder datos regionales por un filtrado excesivo. La carta de anomalía de Bouguer residual se obtuvo descontando de la carta

de anomalía de Bouguer corregida por topografía, la carta de anomalía regional obtenida mediante continuación analítica ascendente, mediante el empleo del módulo *Grid Math* del software Oasis Montaj.

Por otro lado, el empleo de los filtros pasa banda, gaussiano y *Butterworth* tienen por finalidad eliminar cierto rango de frecuencias que carecen de interés práctico en el presente análisis a fin de diferenciar la componente regional de la residual. Estos tipos de filtros demostraron ser los más eficientes frente a la poderosa influencia de la raíz andina en la región bajo estudio, tal como lo señalaron Anci et al. (2014).

La carta de anomalía de Bouguer corregida por topografía fue filtrada rechazando todas las largas longitudes de ondas asociadas a la estructura regional andina profunda y dejando pasar todas aquellas longitudes de onda relacionadas con estructuras corticales someras, obteniendo de este modo las cartas de anomalías de Bouguer residuales.

RESULTADOS

Descripción de las cuencas de drenaje

En el valle de Iglesia se identificaron tres cuencas de drenaje principales: la del río Blanco por el norte, río Seco de Los Tambillos-arroyo Iglesia en su porción central y río de Los Tambillos al sur (Fig. 4 a,b).

El río Blanco nace en la Cordillera del Límite a los $27^\circ 35'S$ (fuera del área de estudio) a una altura de aproximadamente 4000 m s.n.m. Su cuenca posee un área total de 20306 km² y un régimen principalmente nival. El río Blanco escurre de norte a sur recibiendo a numerosos afluentes por la margen derecha provenientes de Cordillera Frontal, todos alimentados principalmente por precipitaciones níveas y también por tributarios menores provenientes de Precordillera, en su mayoría de carácter efímero. Es una cuenca marcadamente asimétrica (72.6%), ya que los tributarios más importantes y de mayor longitud provienen del oeste, en los cordones montañosos de Cordillera Frontal, cuyas elevaciones superan los 5000 m s.n.m. y son en su mayoría de régimen permanente. Por el contrario, los tributarios que provienen del este son de corto recorrido, carácter efímero y menor desnivel entre sus cabeceras y desembocadura. El diseño de drenaje de la cuenca es dendrítico, uniforme, con densidad media, siendo su caudal máximo medio de 33.4 m³/s, durante el verano, con un mínimo medio de 4.4 m³/s (Fuente: Departamento Hidráulica). El río Blanco desemboca en el embalse de Cuesta del Viento, a 1530 m s.n.m, a partir del cual recibe el nombre de río Jáchal (Fig. 4 a,b). En ambos piedemontes se aprecia un

control estructural de los tributarios que descienden por los mismos, los cuales muestran patrones en rastrillo, cauces deflectados, etc., al interceptar las estructuras cuaternarias del sector analizado.

La cuenca del río Seco de Los Tambillos-arroyo Iglesia posee un área de 4335 km² y características similares a la anterior en cuanto a su asimetría (38.3%) y posee una densidad media a alta. El colector principal, ubicado en el depocentro del valle es efímero aguas arriba y permanente cerca de su desembocadura, donde recibe el aporte de algunas vertientes ubicadas en su margen izquierda. Su diseño es subdendrítico, con ángulos de confluencia agudos en las cabeceras de los tributarios y prácticamente rectos al desembocar en el colector principal del valle. En su tramo superior posee un rumbo SO para torcer suavemente con rumbo N-S en sus tramos medio-inferior. Su cabecera se encuentra a 2430 m s.n.m. y su desembocadura en el embalse, a 1530 m s.n.m. También se aprecia el control tectónico de los tributarios de ambas márgenes que atraviesan las estructuras cuaternarias N-S, principalmente en el piedemonte occidental de la Precordillera, los cuales muestran un diseño en rastrillo (Fig. 4 a,b).

Finalmente, la cuenca del río de Los Tambillos, tributario del río Castaño (perteneciente a la cuenca del río San Juan) posee un área notablemente menor a las otras dos cuencas

que drenan el valle de Iglesia (966 km²). Su colector principal es efímero en todo su recorrido y tiene rumbo NNE. La cuenca es prácticamente simétrica (51%) aunque con forma anómala, elongada en dirección ONO, transversal al flujo general de la cuenca, que es hacia el sur hasta confluir en el río Castaño (Fig. 4 a,b). Solamente un par de afluentes de cierta importancia provenientes de Cordillera Frontal aportan, sus aguas a la misma. Por el este se ubica también un único tributario principal que desciende de la sierra del Tigre (Fig. 4 a,b). El diseño de la red es dendrítico y la densidad media-alta. Su cabecera se encuentra a unos 2400 m s.n.m. y su confluencia en el río Castaño a 1550 m s.n.m., en el cual deposita el material que arrastra y forma un pequeño abanico en la planicie aluvial de este río colector. Esta cuenca muestra un marcado control estructural de sus tributarios, con redes en rastrillo en ambos piedemontes, debido al control estructural del sistema de fallas El Tigre por el este y por el oeste por una estructura de rumbo NO paralela al río Castaño, que condiciona la geometría de la cuenca.

Descripción perfiles transversales

A lo largo del valle de Iglesia se confeccionaron cuatro perfiles transversales que reflejaran las variaciones en la topografía desde el norte al sur de la depresión (Fig. 5a). De

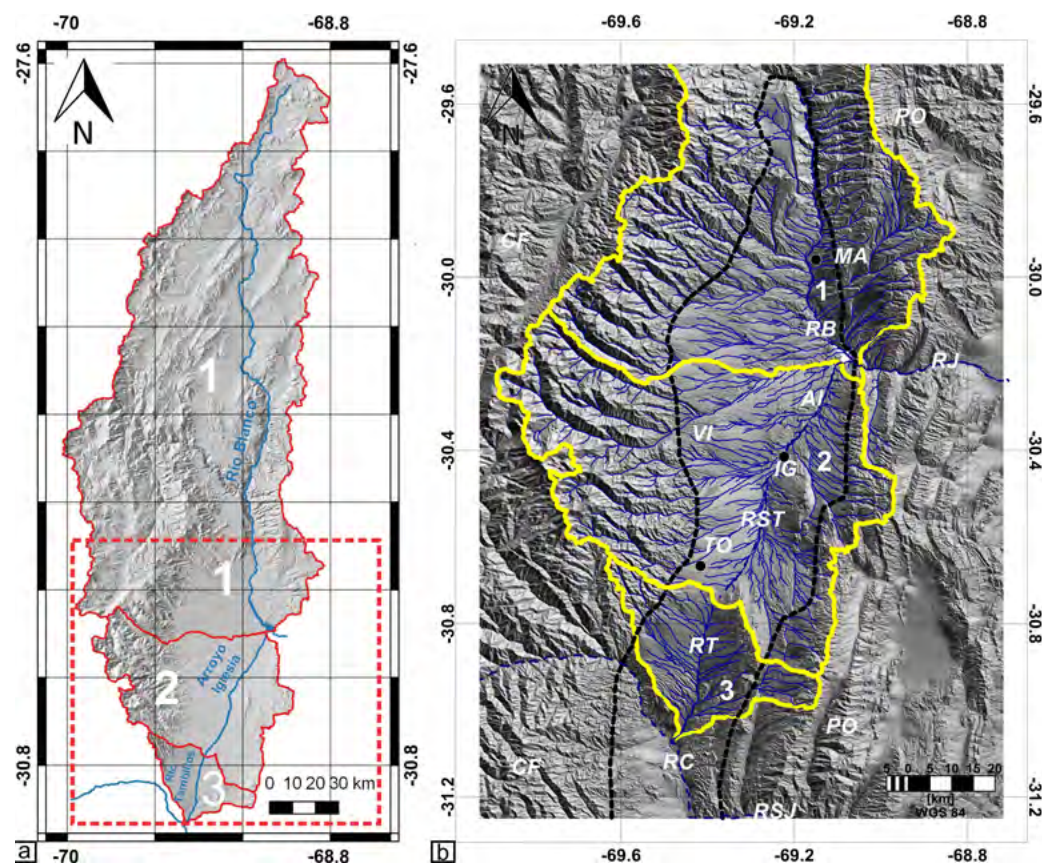


Figura 4. a) Cuencas del río Blanco (1), río Seco de Los Tambillos-arroyo Iglesia (2), río Tambillos (3); b) Hillshade map con la red de drenaje para el valle de Iglesia y sectores analizados. CF: Cordillera Frontal; PO: Precordillera Occidental; VI: Valle de Iglesia; MA: Malimán; IG: Iglesia; TO: To-cota; RSJ: Río San Juan, RJ: Río Jáchal; RC: Río Castaño; RT: Río Tambillos; RST: Río seco de los Tambillos; AI: Arroyo Iglesia; RB: Río Blanco; AC: Alto de Las Crucitas. 1: Cuenca río Blanco, 2: Cuenca río Seco de Los Tambillos-arroyo Iglesia, 3: Cuenca río de Los Tambillos.

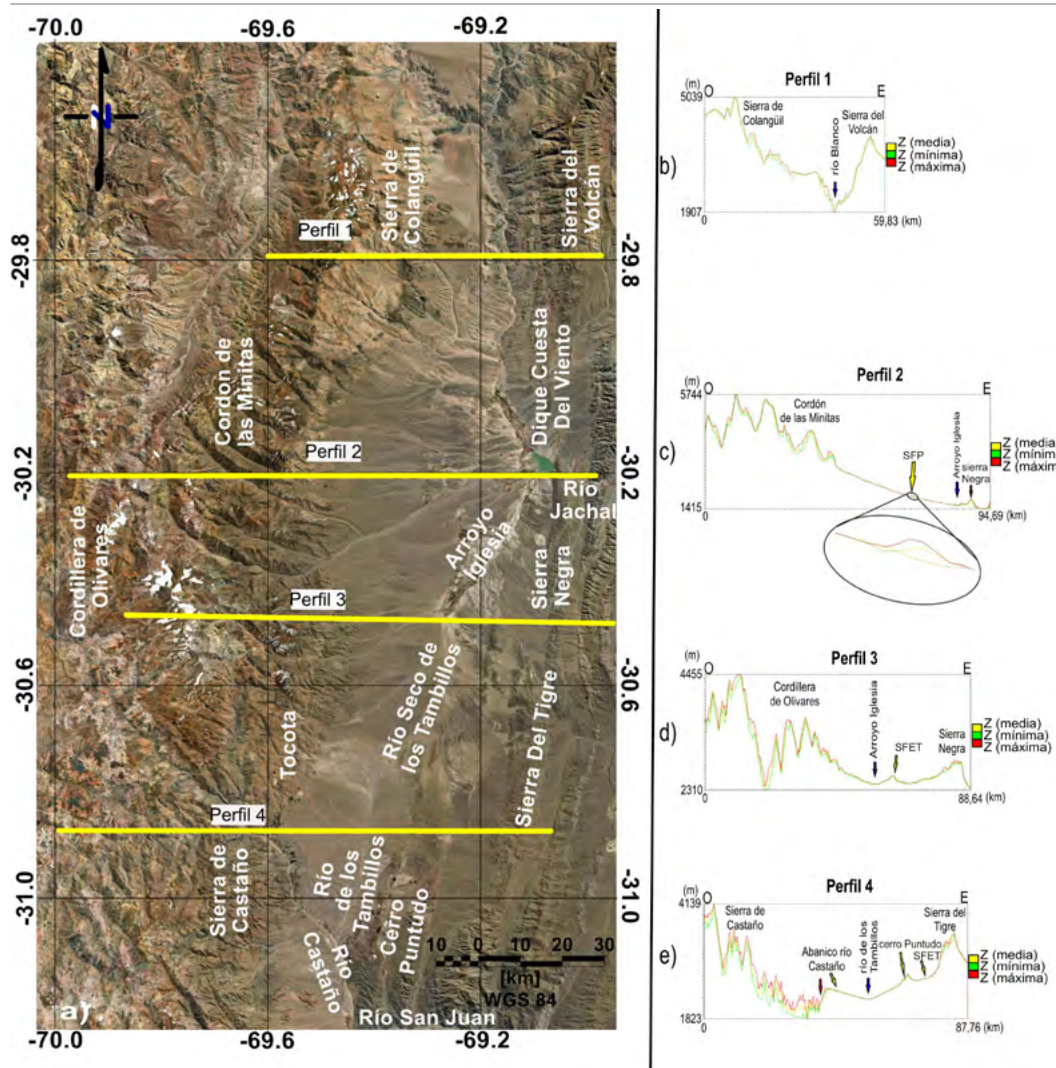


Figura 5. a) Imagen satelital del valle de Iglesia y ubicación de los perfiles de franja (*swath profiles*) transversales al valle de Iglesia analizados, con un ancho de franja de 1 km; b) Perfil 1 transversal al valle y en el sector norte del mismo; c) Perfil 2, ubicado al sur del anterior. El río Iglesia corre recostado sobre el extremo oriental del valle, la flecha amarilla indica la posición de la escarpa del sistema de fallas Pismanta. La elipse muestra en detalle la escarpa de falla; d) Perfil 3 en el que se observa que el río Seco de Los Tambillos circula por su centro, la flecha señala la posición de la escarpa de una sección del sistema de fallas El Tigre en el piedemonte occidental de la sierra Negra; e) Perfil 4 en la porción sur del valle, donde se aprecia el antiguo abanico del río Castaño fuertemente incidido en su ápice por dicho río (señalado por la flecha roja). El eje del río de Los Tambillos se ubica prácticamente en el centro del valle. En el piedemonte occidental de la sierra del Tigre la flecha amarilla señala el quiebre de pendiente producido por la escarpa de sistema de fallas El Tigre.

los cuatro perfiles transversales al valle, es posible apreciar que el perfil 1, ubicado en la porción septentrional, muestra un estrecho valle intermontano de aproximadamente 19.5 km de ancho, limitado por elevados cordones montañosos (Fig. 5b). Las alturas en el borde occidental del mismo, en Cordillera Frontal (sierra de Colangüil) superan los 5000 m s.n.m., mientras que en Precordillera Occidental, la sierra de Volcán alcanza los 3800 m s.n.m. El río Blanco corre de norte a sur muy encajonado en rocas del Paleozoico y se encuentra a los 1880 m s.n.m., recostado hacia el este, en el flanco occidental de la sierra del Volcán (Fig. 5). Las diferencias entre los valores de Z máximo y mínimo se hacen muy evidentes en el tramo superior, donde predomina una topografía elevada respecto del cauce (Fig. 5b). El piedemonte de Cordillera Frontal posee un ancho de 18 km, está labrado en rocas paleozoicas con una espesa cubierta aluvial cuaternaria o "llanos" y está surcado por fallas de rumbo submeridional. Estos depósitos se encuentran sobreelevados y fuertemente incididos como es el caso del abanico aluvial del arroyo Colangüil, tributario

de la margen derecha del río Blanco. Por el contrario, la sierra de Volcán no muestra desarrollo de un piedemonte, y el río atraviesa afloramientos paleozoicos en este sector.

En el perfil 2 se aprecia un valle intermontano de más de 42 km de ancho, con alturas que superan los 5700 m s.n.m. en Cordillera Frontal (cordón de Las Minitas) y solamente 2100 m s.n.m. para Precordillera Occidental (Fig. 5c). El piedemonte de Cordillera es muy extenso, con 39 km de ancho, quedando muy restringido el piedemonte occidental de Precordillera, que en sus sectores más extendidos, apenas alcanza los 3 km. Ambos piedemontes se encuentran fuertemente controlados por estructuras cuaternarias de rumbo general N-S, fácilmente identificadas por la alineación de vertientes, cauces en rastrillo, desviados, obturados, entre otros rasgos. En el perfil es posible apreciar estas estructuras cuaternarias, por la separación entre los valores de Z máximo y mínimo (ej. SFP, Fig. 5). En el extremo oriental del perfil se destaca el embalse del dique Cuesta del Viento, el cual constituye un nivel de base local de todo el sector. Hacia él

drenan tanto el río Blanco por el norte como el arroyo Iglesia desde el sur.

En el perfil 3, las mayores elevaciones en Cordillera Frontal (Cordillera de Olivares) superan los 4400 m s.n.m., mientras que en Precordillera Occidental, las máximas alturas en la sierra Negra apenas superan los 2800 m s.n.m. (Fig. 5d). En este sector, ambos piedemontes alcanzan prácticamente el mismo desarrollo areal aunque el piedemonte occidental de Precordillera se encuentra interrumpido por estructuras con actividad tectónica cuaternaria (pliegues y fallas), entre las que se destaca una sección del sistema de fallas El Tigre. En la porción media del perfil se aprecia un alto estructural también relacionado con el sistema de fallas El Tigre.

El perfil 4 muestra ambas unidades montañosas con alturas similares, por el oeste la sierra de Castaño y por el este el cerro Puntudo, ambos con alturas cercanas a los 4000 m s.n.m. (Fig. 5e). Por el oeste se aprecia el abanico del río Castaño, incidido en su porción apical que ha sido casi completamente erosionada. El piedemonte occidental de Precordillera muestra un quiebre de pendiente asociado al sistema de fallas El Tigre. En este sector el valle del río de los Tambillos es asimétrico, cuyo piedemonte occidental posee una ex-

tensión de 15 km en tanto que el piedemonte oriental tiene 22 km de extensión, siendo interrumpido por el cerro Puntudo, que ha sido sobrelevado por una falla (Fig. 5e).

Descripción de los perfiles franja de los colectores principales del valle

Las cuencas fluviales del río Blanco y Seco de Los Tambillos-arroyo Iglesia, constituyen los principales tributarios del río Jáchal, mientras que el río de Los Tambillos es un pequeño afluente de la margen norte del río Castaño (tributario del río San Juan). Estos ríos surcan longitudinalmente el valle de Iglesia hasta alcanzar los sistemas de transferencia que drenan transversalmente la faja plegada y corrida de Precordillera (en este caso los ríos Jáchal y San Juan) y transfieren los sedimentos de esta cuenca *piggyback* hacia el antepaís (Fig. 6a).

En relación a los índices de concavidad obtenidos, es posible observar que el perfil del río Blanco tiene un índice de concavidad cercano a 0, mostrando una curva casi recta (0.14) (Fig. 6b). Además, el río Seco de Los Tambillos-Iglesia también muestra un valor muy próximo a 0 (0.05) cercano a una recta, principalmente en su tramo medio a inferior (Fig.

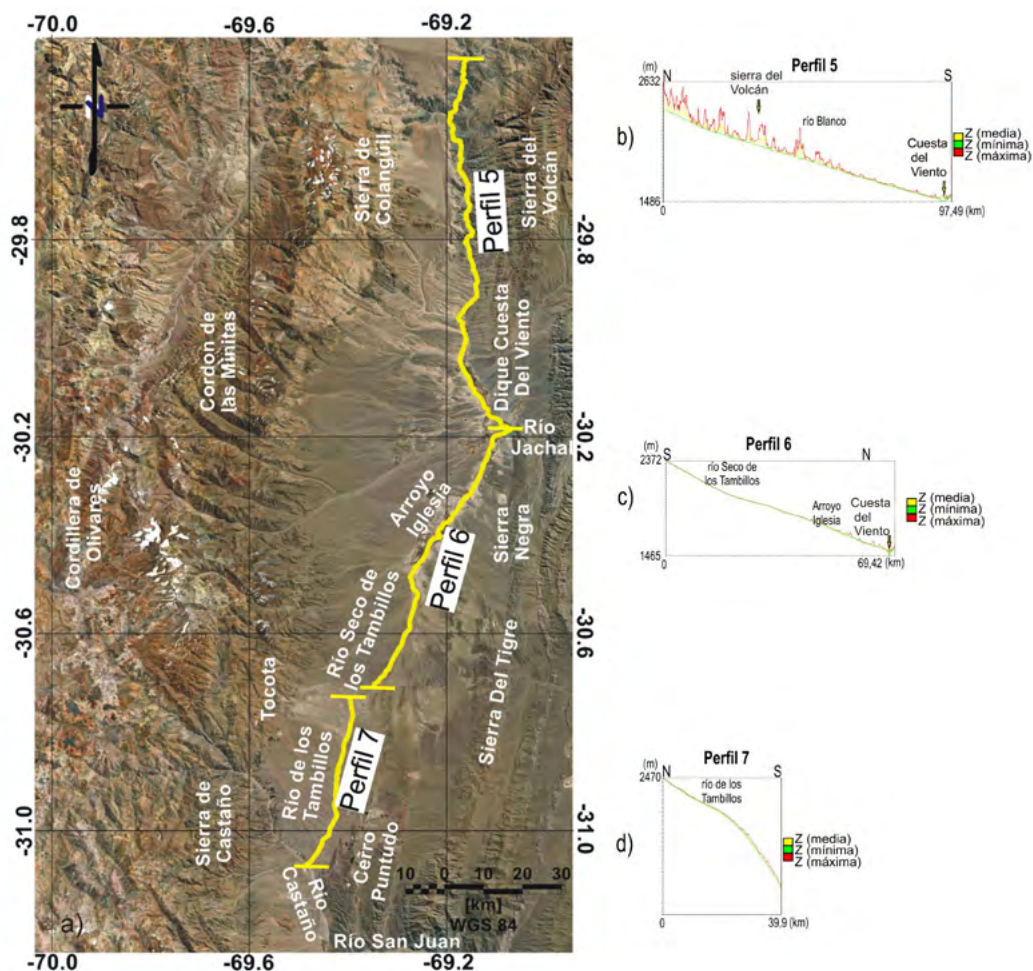


Figura 6. a) Imagen satelital del valle de Iglesia y ubicación de los perfiles de franja (*swath profiles*) de los colectores principales del valle analizados con un ancho de franja de 1 km; b) Perfil longitudinal del río Blanco, donde se muestra un perfil recto que no alcanza el equilibrio con las mayores variaciones entre los valores máximos y mínimos de Z en el tramo montañoso del río, mientras que al llegar a una zona más baja y llana, estos valores son prácticamente iguales; c) Perfil longitudinal del río Seco de Los Tambillos, ligeramente convexo en su tramo medio, sugiriendo un estado de no-equilibrio; d) Perfil longitudinal del río de Los Tambillos, fuertemente convexo indicando un estado de no equilibrio.

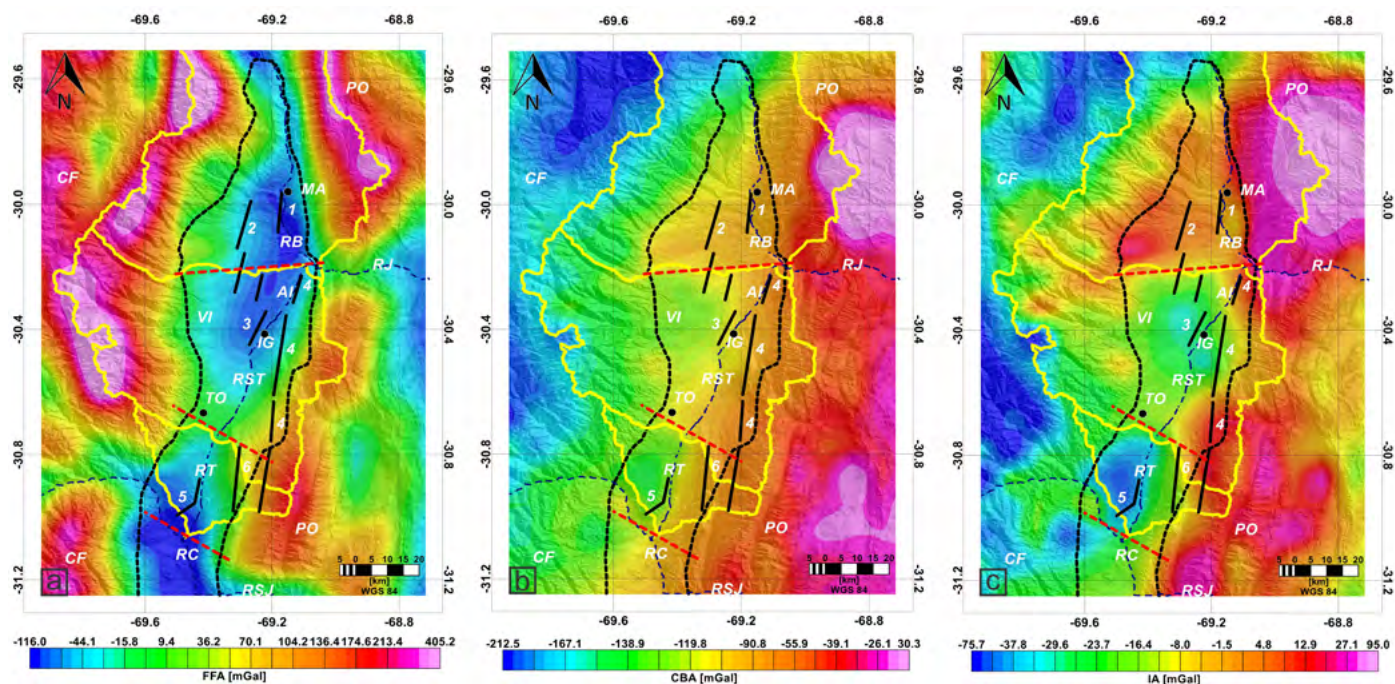


Figura 7. a) Carta de Anomalia de Aire Libre; b) Carta de Anomalia de Bouger Completa; c) Carta de Anomalia Isostática. Los valores de gravedad fueron obtenidos de WGM 1.0 y fueron procesados y grillados con el método de mínima curvatura con un espaciado nominal de 5 km. El contorno en negro delimita la depresión de Iglesia, en amarillo las tres cuencas fluviales analizadas. Las líneas rojas punteadas indican las estructuras subsuperficiales inferidas, en trazo negro continuo las estructuras con evidencia de actividad tectónica cuaternaria superficiales. CF: Cordillera Frontal; PO: Precordillera Occidental; VI: Valle de Iglesia; MA: Malimán; IG: Iglesia; TO: Tocota RSJ: Río San Juan, RJ: Río Jáchal; RC: Río Castaño; RT: Río Tambillos, RST: Río Seco de los Tambillos; AI: Arroyo Iglesia; RB: Río Blanco; AC: Alto de Las Crucecitas. 1: Sistema de fallamiento Angualasto; 2: Sistema de fallamiento Colangüil; 3: Sistema de fallamiento Pismanta; 4: Sistema de fallamiento El Tigre (SFET); 5: Falla Castaño; 6: Falla Cántaro de Oro.

6c). Finalmente, el río de Los Tambillos muestra una geometría convexa con un valor de índice negativo (-0.2) (Fig. 6d).

Al analizar el perfil de franja obtenido a lo largo del tramo medio e inferior del río Blanco (Fig. 6b), se aprecian variaciones en la topografía, manifestada en la separación en los valores de Z máximo y mínimo, sobre todo en la sección superior de este perfil en la que el río corre entre los cordones montañosos de Precordillera y Cordillera Frontal. Esto indicaría una fuerte incisión del cauce, ya que en este tramo el río corre muy encajonado y muestra terrazas de erosión labradas en rocas del Paleozoico. Por otro lado, el perfil longitudinal del río es ligeramente cóncavo. Las mayores variaciones se presentan en el sector montañoso, mientras que al ingresar al valle, las líneas se mantienen prácticamente juntas producto de que la topografía máxima y la mínima poseen valores similares.

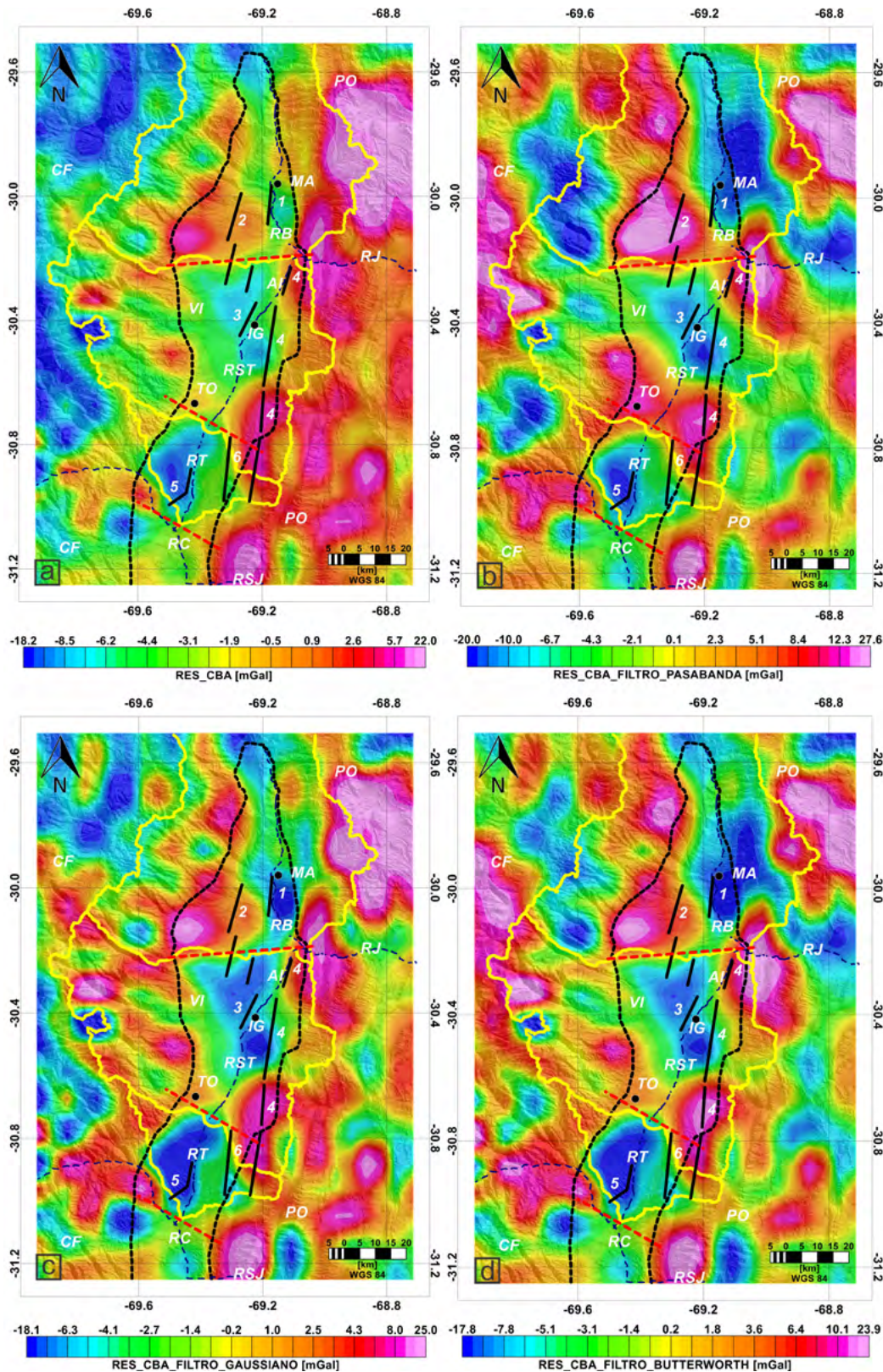
Por otro lado, el perfil de franja del río Seco de Los Tambillos-arroyo Iglesia (Fig. 6c), es ligeramente convexo en su tramo superior, donde posee un rumbo prácticamente N-S. En su tramo medio muestra un perfil convexo, a partir de tomar un rumbo hacia el NE, posiblemente debido a un control estructural. En ambos tramos las líneas se mantienen unidas

ya que la topografía máxima y la mínima poseen los mismos valores. Finalmente, en su tramo inferior el río corre paralelo a una sección del sistema de fallas El Tigre, mostrando un perfil rectilíneo y diferencias de elevación entre los valores máximo y mínimo. En este río el desnivel entre el portezuelo y su desembocadura es de casi 900 m en 70 km, con una pendiente promedio de 1.3 %.

El perfil de franja del río de Los Tambillos (Fig. 6d) muestra un perfil marcadamente convexo. Las líneas de valores máximo y mínimo en este sector se encuentran prácticamente unidas, ya que no se aprecian contrastes topográficos de relevancia. Entre el portezuelo y la desembocadura en el río Castaño el desnivel es de casi 900 m en 35 km, indicando una pendiente del 2.6 %.

Gravimetría

Las cartas de anomalías gravimétricas (Fig. 7a-c) derivadas del WGM 1.0 muestran para el área de estudio una buena correlación con las estructuras corticales y litosféricas que caracterizan a esta región de los Andes. Los valores de anomalías observados reflejan los contrastes de densidades existentes entre las distintas unidades morfoestructurales de



Cordillera Frontal, Precordillera Occidental y el valle de Iglesia.

La carta de anomalía de Aire Libre (Fig. 7a) muestra una buena correlación entre los rasgos topográficos y estructurales asociados a las unidades morfoestructónicas elevadas

de Cordillera Frontal y Precordillera Occidental, a su vez los cambios de gradientes observados en las isoanomalías de aire libre delimitan las zonas elevadas expuestas por los sistemas de falla de orientación norte - sur de la unidad morfo-

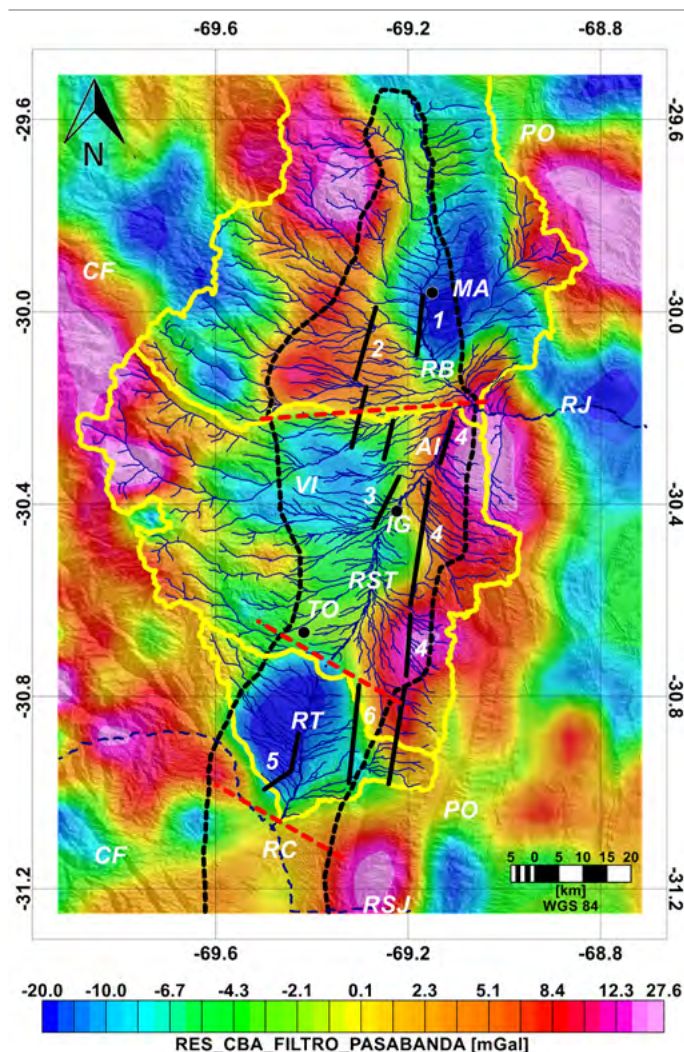


Figura 9. Carta de anomalía de Bouguer Residual obtenida mediante el empleo del filtro pasa banda. Es posible observar la relación existente entre las estructuras y la geomorfología del valle. CF: Cordillera Frontal; PO: Precordillera Occidental; VI: Valle de Iglesia; MA: Malimán; IG: Iglesia; TO: Tocota RSJ: Río San Juan, RJ: Río Jáchal; RC: Río Castaño; RT: Río Tambillos, RST: Río Seco de los Tambillos; AI: Arroyo Iglesia; RB: Río Blanco; AC: Alto de Las Crucecitas. 1: Sistema de fallamiento Angualasto; 2: Sistema de fallamiento Colangüil; 3: Sistema de fallamiento Pismanta 4: Sistema de fallamiento El Tigre (SFET); 5: Falla Castaño; 6: Falla Cántaro de Oro.

tectónica deprimida correspondiente al valle de Iglesia.

La carta de Anomalía de Bouguer corregida por topografía (Fig. 7b) muestra máximos negativos sobre el sector cordillerano, sin embargo los valores de isoanomalías crecen en sentido oeste-este, alcanzando valores máximos sobre la región correspondiente a la unidad morfoestructural de Precordillera Occidental; es necesario resaltar que los valores de anomalías obtenidos para esta área exhiben la fuerte influencia de la raíz andina.

La carta de anomalía isostática (Fig. 7c) sugiere condiciones de desbalance isostático para la región de interés. Los valores de anomalías observados tanto en las unidades mor-

foestructurales elevadas de Cordillera Frontal y Precordillera Occidental como en la unidad deprimida del valle de Iglesia indicarían una corteza no equilibrada isostáticamente, según el concepto de Airy. Esta situación estaría relacionada con las condiciones geotectónicas de acortamiento y deformación en el antepaís, producto del régimen compresivo andino.

Por otro lado, el análisis de las cartas de anomalías residuales para las distintas técnicas de filtrado muestra resultados similares (Fig. 8a-d). En general se observan máximos gravimétricos relativos asociados a las unidades morfoestructurales elevadas de Cordillera Frontal y de Precordillera Occidental, y mínimos relativos relacionados al relleno sedimentario que compone el valle de Iglesia. A su vez sobre las cartas de anomalías residuales es posible observar fuertes gradientes isoanómalos en sentido predominantemente oeste-este, que delimitan la depresión tectónica de Iglesia. Los fuertes gradientes aquí observados serían resultado del conjunto de estructuras norte-sur andinas que sobrexponen la unidad cordillerana al oeste y precordillerana al este respectivamente y que a su vez fragmentan el valle tal como lo evidencian los sistemas de fallamiento cuaternario de Angualasto, Colangüil, Guañizuil, Pismanta y El Tigre.

Finalmente, el análisis de las isoanómalas residuales permite delimitar dentro del valle contrastes laterales de densidad en sentido norte-sur, los cuales se correlacionarían con la existencia de estructuras de orientación NE, NO, ONO y O-E que segmentan el valle en sentido norte-sur en un conjunto de depocentros desconectados entre sí por altos intrabasamentales; tal como lo sugieren las actuales anomalías observadas en la red de drenaje expuestas en el presente trabajo. La carta de anomalía de Bouguer Residual obtenida mediante el empleo del filtro pasa banda muestra claramente estos altos estructurales que compartimentan el valle de Iglesia en tres subcuencas sedimentarias, reflejadas también en las cuencas de drenaje principales que atraviesan el valle (Fig. 9).

DISCUSIÓN

Desde el punto de vista del drenaje superficial, el valle de Iglesia puede ser subdividido en tres cuencas fluviales principales, caracterizadas por sus notables diferencias en cuanto a superficie, régimen, capacidad erosiva y unidades litológicas que atraviesan. Por ejemplo, la cuenca del río Blanco supera en más de cinco veces la superficie del río Seco de los Tambillos-arroyo Iglesia y ésta a su vez es cuatro veces mayor que la del río de Los Tambillos (Fig. 4 a,b).

Los perfiles transversales al valle muestran importantes variaciones en la topografía según la latitud considerada (Fig. 5a). Así, el perfil norte muestra un valle estrecho entre cordones montañosos elevados, aunque prácticamente sin desarrollo de piedemontes y con un río colector (río Blanco) que corre encajonado en un lecho rocoso (Fig. 5b). Hacia el sur, se aprecia una gran diferencia en las elevaciones de los cordones cordilleranos respecto de los precordilleranos, con un desnivel del orden de los 4000 m entre ambas unidades. Además, el piedemonte oriental de Cordillera Frontal muestra un extenso desarrollo con respecto al de Precordillera, que es casi nulo. Esto provoca que el valle sea marcadamente asimétrico y que el colector principal (N-S) se encuentre desplazado hacia el extremo oriental del mismo. Este extenso piedemonte está surcado en su porción media por los sistemas de falla Colangüil, Pismanta y Angualasto con actividad tectónica cuaternaria, tal como se aprecia por la separación entre los valores de Z máximo y mínimo (Fig. 5c).

Más al sur, los perfiles muestran ya una menor asimetría ya que ambos piedemontes muestran una extensión similar y existe una menor diferencia de altura entre ambas unidades montañosas (~1800 m) (Fig. 5d). Finalmente, en el extremo sur del valle las diferencias en elevación entre ambas unidades montañosas es aún menor (~500 m). Se destaca el antiguo abanico aluvial del río Castaño, el cual se encuentra truncado en su ápice por el cauce actual del río Castaño que corre encajonado en el piedemonte de este sector. Hacia el este del río de Los Tumbillos, el piedemonte occidental de la sierra del Tigre posee interrupciones por los cordones montañosos elevados por falla tal como en el sector del cerro Puntudo-sierra de La Crucecita y en la escarpa a contrapendiente del sistema de fallas El Tigre (Fig. 5e).

Del análisis de los perfiles de equilibrio obtenidos para los tres colectores principales en el valle de Iglesia se aprecia que los mismos muestran comportamientos diferentes y variaciones a lo largo de su recorrido, reflejando de algún modo un control estructural (Fig. 6a).

El río Blanco muestra un perfil ligeramente cóncavo en el tramo analizado, al ingresar en el valle de Iglesia, lo que indicaría un sistema en equilibrio más evolucionado (Fig. 6b).

Por el contrario, los perfiles del río Seco de Los Tumbillos-arroyo Iglesia y río de Los Tumbillos tienen una convexidad marcada por lo que sugieren un estado de no equilibrio (Fig. 6c, d). Sus cambios en la pendiente no corresponderían a un control litológico, ya que ambas cuencas se desarrollan en forma paralela a la disposición de las principales unidades litológicas aflorantes en el área de estudio, las

cuales poseen un rumbo general N-S. Es decir que prácticamente no existen variaciones en las unidades geológicas en el trazado de estos colectores principales que discurren sobre materiales no consolidados de edad cuaternaria. El perfil longitudinal del río Seco de Los Tumbillos-arroyo Iglesia muestra una curva convexa indicando un estado juvenil o con elevada actividad tectónica en su tramo superior, en coincidencia con el alto estructural ONO identificado en Tocota (alto de Las Crucecitas) y una curva recta a cóncava en su tramo inferior, lo que indicaría madurez o baja actividad tectónica. Cabe destacar que en este tramo el río atraviesa afloramientos del Neógeno del tipo *badlands*, en los que predominan los procesos de destrucción de relieve.

El perfil longitudinal del río de Los Tumbillos es marcadamente convexo, indicando un río en estado de inmadurez o no-equilibrio, posiblemente debido al control que ejerce la estructura ONO inferida a través de la gravimetría, que actúa como divisoria de aguas de ambas cuencas.

Los valores de asimetría obtenidos para las tres cuencas sugieren un basculamiento hacia el este para las del río Blanco y Seco de los Tumbillos-arroyo Iglesia, y una cuenca que no evidencia basculamiento para la del río de Los Tumbillos. Sin embargo, esta última muestra una forma anómala, mucho más ancha en las proximidades del alto estructural identificado con la gravimetría que en sus tramos medio e inferior.

El análisis de las cartas de anomalías gravimétricas derivadas del WGM 1.0 exhiben marcados cambios de gradientes en cuanto a los valores de anomalías observados entre las unidades morfoestructurales elevadas de Cordillera Frontal y Precordillera Occidental que circundan a la unidad morfoestructural deprimida del valle de Iglesia (Figs. 7 y 8).

Las anomalías gravimétricas identificadas de oeste a este son correlacionables con los sistemas de fallamiento Angualasto, Colangüil, Pismanta y el Tigre, y las fallas Cántaro de Oro y Castaño identificados en ambos piedemontes de la depresión. Por otro lado, las anomalías gravimétricas reconocidas de norte a sur son consistentes con las tres cuencas de drenaje, sugiriendo al menos tres depocentros a lo largo del valle de Iglesia desconectados entre sí por altos intrabasamentales. Es así que en el sector norte del valle se ubica la cuenca del río Blanco, separada por un alto estructural no aflorante, con la del río Seco de Los Tumbillos-arroyo Iglesia. Por otro lado, en el sector sur del valle de Iglesia, la cuenca del río Seco de Los Tumbillos-arroyo Iglesia (que drena hacia el norte al río Jáchal) se encuentra separada por otro alto estructural de la cuenca del río de Los Tumbillos, que drena hacia el sur siendo un tributario del río San Juan.

Estos altos estructurales no aflorantes que segmentan el valle de Iglesia en un conjunto de depocentros separados entre sí, parecerían tener correlación directa con el conjunto de estructuras de orientación SE, ONO y NO observadas en superficie ya descritas por diversos autores en el área y sectores aledaños de Precordillera (Fazzitto et al. 2013, Oriolo 2013, 2015) y que segmentan y acomodan la deformación asociada al régimen tectónico andino.

CONCLUSIONES

El análisis de la red de drenaje en conjunto con la interpretación geofísica de las cartas de anomalías gravimétricas residuales obtenidas mediante distintas técnicas de filtrado empleadas en el presente trabajo, sugerirían una segmentación del valle de Iglesia, tanto en sentido oeste-este como norte-sur. En general y a gran escala, las variaciones en los gradientes observados muestran una orientación predominantemente N-S, los cuales exhiben una buena correlación con los sistemas de fallas regionales que exponen los piedemontes de Cordillera Frontal y Precordillera Occidental. A su vez, los gradientes isoanómalos norte-sur presentan inflexiones tanto con rumbo SE como NO, estos cambios locales en los gradientes parecerían estar asociados a estructuras superficiales y subsuperficiales que controlarían la orientación de los cordones montañosos y segmentan el valle.

La buena correlación entre el método gravimétrico con las estructuras con actividad neotectónica que segmentan el valle tanto en sentido norte-sur como este-oeste podría ser indicativa de la reactivación andina de estructuras pre-cuaternarias de extensión regional, que continuarían controlando la deformación, segmentación y acomodamiento de la depresión tectónica del valle de Iglesia, cuyas manifestaciones superficiales son los sistemas de fallamiento y las anomalías morfotectónicas observadas en la región bajo estudio.

El análisis realizado en el presente trabajo servirá de base a un programa integral de evaluación neotectónica ya que estas estructuras no aflorantes pueden ser consideradas fuentes sismogénicas potenciales en la región occidental de la provincia de San Juan.

AGRADECIMIENTOS

La presente contribución fue financiada con fondos del proyecto IPGH- GEOF-03/2018, CICITCA 2016-17 (UNSJ) y PICT 2016/0995. Se agradece al Dr. Mario Giménez y al revisor anónimo por las sugerencias que permitieron mejorar

este manuscrito. Los autores expresan su reconocimiento al Editor del número especial Dr. Andrés Bilmes y al editor general Dr. Diego Kietzmann.

REFERENCIAS

- Alcacer Sánchez, J. y Perucca, L. 2017. Análisis Neotectónico en el piedemonte oriental de Cordillera Frontal, Andes Centrales, San Juan, Argentina. *Revista Geociencias* 36: 691-702.
- Allmendinger, R.W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis, C. e Isacks, B.L. 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude. *Tectonics* 9: 789-809.
- Alvarado, P., Barrientos, S., Sáez, M., Astroza, M. y Beck, S. 2009. Source study and tectonic implications of the historic 1958 Las Melosas crustal earthquake, Chile, compared to earthquake damage. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 175: 26-36.
- Amante, C. y Eakins, B.W. 2009. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA. doi:10.7289/V5C8276M.
- Anci, S., Ruiz, F., Lince Klinger, F., Leiva F., Sánchez M., Álvarez, O., García, H. y Acosta, G. 2014. Interpretación de las principales estructuras de la Payunia aplicando el método potencial gravimétrico. *Geoacta* 39: 11-19.
- 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.
- Azañón, J., Galve, J., Pérez-Peña, J., Giaconia, F., Carvajal, R., Booth-Rea, G., Jabaloy, A., Vázquez, M., Azor, A. y Roldán, F. 2015. Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): Is denudation keeping pace with uplift? *Tectonophysics* 663: 19-32.
- Bastías, H.E. 1985. Fallamiento cuaternario en la región sismotectónica de Precordillera. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Juan (inérita), 160 p., San Juan.
- Bastías, H.E., Weidmann, N.E. y Pérez, A.M. 1984. Dos zonas de fallamiento Pliocuaternario en la Precordillera de San Juan. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 329-341, San Carlos de Bariloche.
- Bastías, H.E., Uliarte, E., Paredes, J. de D., Sánchez, A., Bastías, J.A., Ruzzycki, L. y Perucca, P. 1990. Neotectónica de la provincia de San Juan. *Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan* 1: 228-244, San Juan.
- Beer, J.A., Allmendinger, R.W., Figueroa, D.A. y Jordan T.E. 1990. Seismic stratigraphy of a Neogene piggy-back basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 74: 1183-1202.
- Bonvalot, S., Balmino, G., Briais, A., Kuhn, M., Peyrefitte, A., Vales N., Biancale, R., Gabalda, G., Reinquin, F. y Sarrailh, M. 2012. World Gravity Map. Commission for the Geological Map of the World. BGI-CGMW-CNES-IRD, Paris.

- Cahill, T.A. e Isacks, B.L. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research* 97: 17503-17529.
- Caminos, R. 1979. Cordillera Frontal. En: Turner J.C.M. (ed.), 2° Simposio de Geología Regional. Academia Nacional de Ciencias 1: 397-453, Córdoba.
- Cardo, R. y Díaz, I.N. 2005. Memoria Hoja Geológica 3169-I, Rodeo. Servicio Geológico Minero Argentino, 52 p., Buenos Aires.
- Castro de Machuca, B.C. y Perucca, L.P. 2015. Fault-related carbonate breccia dykes in the La Chilca area, Eastern Precordillera, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 58: 100-110.
- Costa, C., Machette, M.N., Dart, R.L., Bastías, E., Paredes, N.D., Perucca, L.P., Tello, G.E. y Haller, K.M. 2000. Map and database of Quaternary Faults and Folds in Argentina. United States Geological Survey Open-File Reports 00-108, 75p.
- Dean, W.C. 1958. Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation. *Geophysics* 23: 97-127.
- Fazzito, S.Y. 2011. Estudios geofísicos aplicados a la neotectónica de la falla El Tigre, Precordillera de San Juan. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), Buenos Aires.
- Fazzito, S. Y., Cortés, J. M., Rapalini, A. E. y Terrizzano, C.M. 2013. The geometry of the active strike-slip El Tigre Fault, Precordillera of San Juan, Central–Western Argentina: integrating resistivity surveys with structural and geomorphological data. *International Journal of Earth Sciences* 102: 1447-1466.
- Goldrick, G. y Bishop P. 2007. Regional analysis of bedrock stream long profiles: Evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). *Earth Surficial Processes and Landforms* 32: 649-671.
- Gutscher, M.A., Spakman, W., Bijwaard, H. y Engdahl, E.R. 2000. Geodynamics of flat slab subduction: seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics* 19: 814-833.
- Heiskanen, W. A. y Moritz, H. 1967. Physical geodesy. *Bulletin Géodésique* 86: 491-492.
- Hinze, W. J. 2003. Bouger reduction density — Why 2.67? *Geophysics* 68: 1559-1560.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Damanti, J.F. y Drake, R. 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: the Precordillera, 30–31° S, Andes Mountains. *Journal of Geology* 101: 135-156.
- Keller, E. y Pinter, N. 2002. Active tectonics: Earthquakes, uplift and landscape. Prentice Hall, Inc. Upper Saddle River, 362 p., New Jersey.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., Vargas, R., Lauría, E. y Fortes, L. 2003. The Nazca-South America Euler Vector and its Rate of Change. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 125-131.
- Molin, P., Pazzaglia, F.J. y Dramis, F. 2004. Rapidly-deforming forearc, Sila massif, Calabria, Southern Italy. *American Journal of Science* 304: 559-589.
- O'Callaghan, J.F. y Mark, D.M. 1984. The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics and Image Processing* 28: 323-344.
- Oriolo, S., Japas, M.S., Cristallini, E.O. y Giménez, M. 2013. Cross-strike structures controlling magmatism emplacement in a flat-slab setting (Precordillera, Central Andes of Argentina). En: Llana-Fúnez, S., Marcos, A., y Bastida, F. (ed.) *Deformation Structures and Processes within the Continental Crust* (Geological Society of London, Special Publication 394: 113-27, London.
- Oriolo, S., Cristallini, E.O., Japas, M.S. y Yagupsky, D. 2015. Neogene structure of the Andean Precordillera, Argentina: insights from analogue models. *Andean Geology* 42: 20-35.
- Palacios, S. y Suvires G. 2003. Análisis geomorfológico y paleoambiental del sector norte del valle del Río Castaño. Barreal. Departamento Calingasta-San Juan-Argentina. 2° Congreso Argentino Cuaternario y Geomorfología, Actas 1: 333-342, San miguel de Tucumán.
- Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C. y Factor, J.K. 2008. An Earth Gravitational Model to degree 2160: EGM2008. General Assembly of the European Geosciences Union, Vienna, Austria 1:13-18.
- Peri, G., Fazzito, S., Bello Camilletti, G., Rapalini, A. y Cortés, J. 2017. Estudios geoelectrónicos de subsuelo sobre estructuras vinculadas a la falla El Tigre, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74: 468-484.
- Perucca, L.P. y Martos, L.M. 2009. Análisis preliminar de la evolución del paisaje cuaternario en el valle de Iglesia, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 624-637.
- Perucca L.P. y Martos, L.M. 2012. Geomorphology, tectonism and Quaternary Landscape Evolution of the central Andes (30° S-69°W) of San Juan, Argentina *Quaternary International* 253: 80-90.
- Perucca, L.P. y Ruiz, F. 2014. New data on neotectonic contractional structures in Precordillera, south of Río de la Flecha: structural setting from gravity and magnetic data. San Juan, Argentina. *Journal of South America Earth and Sciences* 50: 1-11.
- Perucca, L., Espejo, K., Esper Angillieri, M., Rothis, M., Tejada, F. y Vargas, M., 2018. Neotectonic controls and stream piracy on the evolution of a river catchment: a case study in the Agua de la Peña River basin, Western Pampean Ranges, Argentina. *Journal of Iberian Geology*, 207-224.
- Pike, R. y Wilson, S. 1971. Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. *Geological Society of America Bulletin* 82: 1079-1084.
- Pilger, R. 1981. Plate reconstructions, aseismic ridges and low angle subduction beneath the Andes. *Geological Society of America Bulletin* 92: 448-456.
- Radoane, M., Radoane, N. y Dumitriu, D. 2003. Geomorphological evolution of longitudinal river profiles in the Carpathians. *Geomorphology* 50: 293-309.
- Ragona, D., Anselmi, G., González, P. y Vujovich, G. 1996. Mapa geológico de la provincia de San Juan (1:500.000). Dirección Nacional

- del Servicio Geológico, Secretaría Minería de la Nación, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes* 22: 183-190.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O. y Pérez, D.J. 2002. The Pampean flat-slab of the central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 59-78.
- Scheidegger, A.E. y Ai, N.S. 1986. Tectonic processes and geomorphical design. *Tectonophysics* 126: 285-300.
- Scotti, V.N., Molin, P., Faccenna, C., Soligo, M. y Casas-Sainz, A. 2014. The influence of surface and tectonic processes on landscape evolution of the Iberian Chain (Spain): Quantitative geomorphological analysis. *Geomorphology* 206: 37-57.
- Siame, L.L., Sebrier, M., Bellier, O., Bourles, D.L., Castano, J.C., Araujo, M., Yiou, F. y Raisbeck, G.M. 1996. Segmentation and horizontal slip rate estimation of the El Tigre Fault Zone, San Juan Province (Argentina) from SPOT images analysis. 3° ISAG, Abstracts: 239-241, St Malo.
- Siame, L.L., Bourles, D.L., Sebrier, M., Bellier, O., Castano, J.C., Araujo, M., Pérez, M., Raisbeck, G.M. y Yiou, F. 1997a. Cosmogenic dating ranging from 20 to 700 ka of a series of alluvial fan surfaces affected by the El Tigre Fault, Argentina. *Geology* 25: 975-978.
- Siame, L.L., Sebrier, M., Bellier, O., Bourles, D.L., Castano, J.C. y Araujo, M. 1997b. Geometry, segmentation and displacement rates of the El Tigre Fault, San Juan Province (Argentina) from SPOT image analysis and ¹⁰Be datings. *Annales Tectonicae* 1: 3-26.
- Siame, L.L., Bellier, O. y Sebrier, M. 2006. Active tectonics in the Argentine Precordillera and western Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61: 604-619.
- Vigny, C., Rudloff, A., Ruegg, J.C., Madariaga, R., Campos, J. y Álvarez, M. 2009. Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 175, 8695.