

**“CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA-GEOFÍSICA DEL SISTEMA GEOTERMAL EN LA ZONA DE PISMANTA. IGLESIA. SAN JUAN. ARGENTINA”.**

**AUTOR: FRANCO GERMÁN CLAVEL**

---

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN

**FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y  
NATURALES**



**TESIS DOCTORAL EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

**“CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA-GEOFÍSICA DEL SISTEMA  
GEOTERMAL EN LA ZONA DE PISMANTA. IGLESIA. SAN JUAN.  
ARGENTINA”**

**AUTOR: FRANCO GERMÁN CLAVEL**

**DIRECTOR: DRA. MYRIAM PATRICIA MARTINEZ  
CO-DIRECTOR: DR. DIEGO WINOCUR**

**SAN JUAN, ARGENTINA**

**2024**

**Tribunal Examinador:**

Dra. Patricia Laura Perucca

Dr. Miguel Ramos

Dra. Agostina Laura Chiodi

**Calificación:** .....

**Lugar y fecha de defensa:** San Juan, .... de ..... de 2024

## **Agradecimientos**

A mi pequeña familia: Romina Barea: mi pareja, compañera, amiga y madre de mis princesas Olivia y Alfonsina Clavel, y de nuestro bebito que viene en camino. A ellos cuatro, gracias por ser el motor de mi vida, por brindarme todo su cariño, amor, apoyo incondicional y respeto.

A toda mi familia: Mi madre Mariel Alvarado, por todo su amor, apoyo incondicional, persistencia, por enseñarme a nunca bajar los brazos y luchar por aquello en lo que uno cree y ama. Mi padre Luis Alfredo Clavel, mis hermanos Agustín, Paula y Lucía, mi madrina Vanesa Alvarado y toda mi gran familia por su amor, por ser la fuente de energía que tengo, por apoyarme en todo momento, por su motivación y consejos que me brindaron durante todos estos años de mi vida.

A mis abuelitas Hilda Figueroa y Mirtha Salinas, que extraño mucho y que siempre van a estar en mi corazón. Gracias por su cariño, confianza, sabios consejos que han formado parte esencial de mi educación, siempre tratando de transmitirme todos los valores que solo ellas a lo largo de su vida han aprendido

**“Este trabajo está dedicado especialmente a todos ellos, a quienes amo”.**

A mis directores de Trabajo Final de Tesis de doctorado Myriam Patricia Martinez y Diego Winocur por transmitirme su experiencia, consejos, su apoyo y

confianza durante la realización de este trabajo, así como por la facilidad de diálogo tanto a nivel personal como profesional.

Al tribunal evaluador del presente trabajo Miguel Ramos, Patricia Laura Perucca y Agostina Laura Chiodi, por sus aportes, que hicieron enriquecer este trabajo.

A mis compañeros y amigos Marcelo Gonzalez, Hector P. A. García “Pichu”, Rodolfo Christiansien, Federico Lince Klinger, Guido Guianni y otros compañeros, por formar parte de la realización de este estudio; además de agradecer su paciencia, tiempo y dedicación que tuvieron para poder llevar a cabo el proyecto de manera exitosa.

A mis amigos de la vida Pablo Valinotti, Alejandro García, Leonardo Videla, Rodrigo Martín, Julián Portela y Francisco Lloveras por ser personas incondicionales, por estar siempre y compartir momentos especiales.

A los profesores de los distintos cursos de posgrado, por transmitir sus conocimientos, basándose en su experiencia y sabiduría.

A mi Universidad, Provincia y País, por haberme dado la posibilidad de estudiar y formarme como profesional.

## ÍNDICE:

RESUMEN: .....	1
ABSTRACT:.....	4
CAPÍTULO 1: .....	6
1.1 Introducción: .....	6
1.2 Motivos: .....	12
1.3 Objetivos: .....	12
1.4 Generalidades: .....	14
1.5 Ubicación y vías de acceso al área de estudio:.....	15
1.6 Metodología de trabajo: .....	17
1.6.1 Tareas de gabinete .....	18
1.6.2 Tareas de Campo:.....	19
CAPÍTULO 2: .....	21
2.1 Geografía:.....	21
2.1.1 Orografía .....	21
2.1.2 Hidrografía .....	22
2.1.3 Clima.....	23
CAPÍTULO 3: .....	26
3.1 Marco Tectónico: .....	26
3.1.1 Unidades morfo-estructurales de los Andes Centrales Sur en el segmento de subducción plano Pampeano (27°30-33°30’S) .....	26
3.1.2 Marco Geológico de la Cuenca de Iglesia.....	31
3.2 Estratigrafía de la cuenca de Iglesia: .....	34
3.2.1 Basamento .....	34
3.2.2 Cubierta sedimentaria de la Cuenca de Iglesia: .....	35
3.3 Línea de base hidrogeológica y geoelectrica de la cuenca de Iglesia.....	38
CAPÍTULO 4: .....	45
4.1 Análisis de las líneas de reflexión sísmica .....	45
4.1.1 Procesamiento de datos de reflexión sísmica.....	45

---

4.1.2 Resultados del análisis de las líneas de reflexión sísmica: .....	46
CAPÍTULO 5: .....	52
5.1 Análisis de la gravedad satelital-regional: .....	52
5.1.1 Metodología de gravedad satelital-regional terrestre .....	52
5.1.2 Análisis del perfil de gravedad local – modelo <i>forward</i> : .....	58
5.1.3 Análisis de perfiles de gravedad satelital – mapa de gravedad direccional: .....	59
CAPÍTULO 6: .....	65
6.1 Análisis geológico de la localidad de Pismanta .....	65
6.1.1 Metodología .....	65
6.1.2 Resultados e interpretaciones: .....	66
CAPÍTULO 7: .....	81
7.1 Análisis de Tomografías eléctricas resistivas (TER2D): .....	81
7.1.1 Mediciones y procesamiento de las Tomografías eléctricas resistivas 2D (TER2D) .....	81
7.1.2 Resultados de las Tomografías eléctricas resistivas (TER) 2D: .....	90
CAPÍTULO 8: .....	96
8.1 Análisis de los métodos potenciales medidos en Pismanta: .....	96
8.1.1 Mediciones y procesamiento del Magnetismo terrestre .....	96
8.1.2 Mediciones y procesamiento gravimétrico de precisión .....	97
8.1.3 Resultados e interpretaciones de los Métodos potenciales locales medidos relacionados a la TER2D1-2-3: .....	100
CAPÍTULO 9: .....	104
9.1 Análisis estructural: .....	104
9.1.1 Interpretaciones del control estructural: .....	104
9.1.2 Sistema geológico estructural y evolución de los estadios tectónicos en la cuenca de Iglesia .....	111
CAPÍTULO 10: .....	116
10.1 Análisis del <i>play</i> geotermal de Pismanta: .....	116
10.1.1 Resumen del ciclo hidrogeológico subterráneo profundo de la Cuenca de Iglesia: ..	116
10.1.2 Control estructural del sistema geotermal de Pismanta: .....	117
10.1.3 Caracterización del <i>Play</i> geotermal de Pismanta: .....	124

**“CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA-GEOFÍSICA DEL SISTEMA GEOTERMAL EN LA ZONA DE PISMANTA. IGLESIA.  
SAN JUAN. ARGENTINA”.**

**AUTOR: FRANCO GERMÁN CLAVEL**

---

10.1.4 Un modelo de <i>play</i> geotermal para la cuenca de Iglesia: .....	128
CAPÍTULO 11: .....	133
11.1 Conclusiones: .....	133
12. BIBLIOGRAFÍA: .....	137
13. FIGURAS SUPLEMENTARIAS: .....	159

## CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA-GEOFÍSICA DEL SISTEMA GEOTERMAL EN LA ZONA DE PISMANTA. IGLESIA. SAN JUAN. ARGENTINA

### **RESUMEN:**

La cuenca intermontana de Iglesia es un depocentro de ~3,5 km de espesor, el cual preserva un excepcional registro de la evolución tectonosedimentaria cenozoica de los Andes Centrales Sur. Estudios previos han indicado un estadio tectónico asociado a fallas normales con tendencia NNE las cuales limitan al este la cuenca, con edades propuestas para el Oligoceno tardío- Mioceno temprano, y su subsecuente estadio de inversión tectónica durante el Mioceno medio-tardío. Constituye de este modo, el sector septentrional de la depresión tectónica Uspallata-Calingasta-Iglesia, el cual a su vez se caracteriza por presentar en el norte de esta, el campo geotermal o “Play” de Pismanta. Este último, ha sido genéticamente asociado a la evolución reciente de la cuenca y a su estructuración. El entendimiento de las estructuras locales en la localidad de Pismanta junto con la actividad geotermal y asociando esto a la tectónica regional de la cuenca, es esencial para poder caracterizar el ascenso del agua caliente proveniente del subsuelo de la cuenca. En este sentido se ha llevado a cabo un estudio multidisciplinario, el cual permitió revelar un sistema estructural conspicuo ortogonal a los principales corrimientos andinos. Además, se realizó el análisis local de los principales rasgos geológicos-geofísicos que caracterizan a los afloramientos de los sedimentos en el área de Pismanta y zonas aledañas.

El análisis de las líneas de reflexión sísmica, la gravimetría satelital, gravimetría terrestre regional-local, magnetismo local, tomografías eléctricas

resistivas (TER2D) y los datos geológicos medidos en el campo posibilitó el reconocimiento de zonas de fallas inversas con un azimut ONO y NNE, de unidades cronoestratigráficas, de posibles zonas de saturación; involucrando de esta manera tanto al basamento como al relleno sedimentario cenozoico de la cuenca de Iglesia.

De esta manera, se han documentado estratos de crecimiento pliocenos en las secciones sísmicas, así como fallas inversas intra-pliocenas en superficie, acotando de esta manera el período de tiempo de actividad de estas fallas transversales. En este sentido, se propone un estadio tectónico adicional durante el Plioceno asociado con el desarrollo de un campo de estrés contraccional NNE transitorio, el cual habría desencadenado la reactivación de estructuras de basamento heredadas transversales a los principales corrimientos andinos. Esto indica un cambio temporal del campo de estrés hace ~5 Ma, el cual se relacionó con la reconfiguración principal de la placa sudamericana causada por el desarrollo completo del proceso de subducción de losa plana Pampeana.

El entendimiento integral de la estructuración de la cuenca, así como del control litológico asociado, reveló un área con una litología e intersección de fallas inversas con tendencias ONO- y NNE- favorables en relación a las condiciones de permeabilidad y transmisión bajo el campo geotermal de Pismanta. Teniendo en cuenta lo anteriormente mencionado, se propuso una zona de anomalía de permeabilidad en la localidad de Pismanta, la cual ha posibilitado el ascenso del agua geotermal desde las secuencias neógenas profundas de la cuenca. Esto explica la ubicación local de este sistema geotermal en el área; siendo este un aspecto clave que no había sido considerado en modelos previos del *play* geotermal. Los resultados obtenidos, así como el entendimiento general de la evolución tectónica de la cuenca permitieron reconfigurar un nuevo *play* geotermal complejo para Pismanta.

**PALABRAS CLAVE:** Cuenca de Iglesia, Secuencias sedimentarias, Play geotermal Pismanta, Campo geotermal no magmático, Andes Centrales Sur.

## **GEOLOGICAL-GEOPHYSICAL CHARACTERIZATION OF THE PISMANTA GEOTHERMAL SYSTEM, IGLESIA, SAN JUAN, ARGENTINA.**

### **ABSTRACT:**

The Iglesia basin is a ~3.5 km thick depocenter that holds an outstanding record of the late Cenozoic tectosedimentary evolution of the southern Central Andes. Previous studies have indicated an initial tectonic stage associated with NNE-striking basin-bounding faults, formed by extension in the Late Oligocene (?)–early Miocene, and a subsequent basin inversion stage in the middle-Late Miocene. Moreover, this basin constitutes the northern Uspallata-Calingasta-Iglesia tectonic depression that highlights for register the Pismanta geothermal field. Understanding the local structure associated with this geothermal field and linking this system to the regional tectonics is essential to characterize thermal water rising in this area. To address this issue, a multi-disciplinary study that allowed us to unravel a conspicuous structural system orthogonal to the main N-S trending faults was conducted. A local field analysis and an examination of the main features of the sedimentary outcrops in the Pismanta area and surroundings were also carried out.

The analysis of seismic reflection lines, satellite, regional and local gravimetry, local magnetometry, 2D resistive electrical tomographies (TER2D), and geological field data allowed the recognition of wet areas, WNW- and NNE-striking thrust faults zones, lithostratigraphic units, involving the basement and Cenozoic sedimentary cover of the Iglesia basin.

Also, Pliocene growth strata on seismic reflection lines and intra-Pliocene thrust faults at the surface were documented, that inform the timing of transverse fault activity. Therefore, we propose new tectonic stage during the Pliocene associated with the onset of a transitory NNE-trending contractional stress field, which triggered the reactivation of inherited basement structures transverse to the main Andean strike. This indicates a transient shifting in the stress field at ~5 Ma that we associate with a major upper-plate reconfiguration caused by the full development of the Pampean flat-slab and major plate coupling.

In this sense, a better integral understanding of the structures and stratigraphy in the basin, revealed areas under the Pismanta geothermal field with a higher potential for groundwater permeability and transmissibility. These are controlled by a favorable lithology at the intersection of WNW- and NNE-trending thrust faults. These jointly developed a permeability anomaly zone at the Pismanta locality that allows hot underground water rising from deep sedimentary sequences. This observation explains why the thermal springs are only locally concentrated in the study area; a key aspect that was not taken into account in previous models for the Pismanta geothermal field. These results and the overall basin tectonic evolution allowed us to define a new and more complex structural geothermal play model at the Pismanta field.

**KEY WORDS:** Iglesia Basin, Depositional sequences, Pismanta Geothermal Play, Non magmatic geothermal Field, Southern Central Andes.

## **CAPÍTULO 1:**

### **1.1 Introducción:**

El valle de Iglesia ubicado entre los paralelos de 29.5°S y 31°S, presenta una de las cuencas de retroarco neógenas más profundas de los Andes centrales del sur, llegando alcanzar unos ~3500 m de espesor (Beer et al., 1990) (Fig. 1.1). Situada en el extremo occidental de la región de subducción plana pampeana (Barazangi e Isacks, 1976; Ramos, 2009), la cuenca de Iglesia forma parte del extremo norte de la depresión Uspallata-Calingasta-Iglesia. Estudios recientes asocian su origen con un estadio tectónico extensional de trasarco, a través de estructuras profundas enraizadas en el basamento (Jordan et al., 1993a; Gonzalez et al., 2020). Su relleno sedimentario preserva el registro de la evolución de los Andes durante el Cenozoico tardío (Gonzalez et al., 2020). Actualmente pueden observarse resaltos topográficos en sentido N-S a lo largo de la cuenca, producto de la actividad neotectónica compresiva propia de la región, los cuales han sido asociados en parte a las manifestaciones termales de agua, observadas en superficie (Perucca y Martos, 2009). En la zona de Pismanta e inmediaciones, la gran mayoría de estas vertientes naturales presenta actividad termal por encima de la temperatura media anual de la cuenca. Estas han impulsado diversos estudios dedicados a caracterizar este sistema geotermal (CRAS, 1982; 1986; Pesce y Miranda, 2003; Hinzer et al., 2021; Christiansen et al., 2021). Estos trabajos de investigación sugieren una recarga principal del acuífero desde Cordillera Frontal, a través de niveles permeables profundos, los cuales llegan a alcanzar una profundidad de 2500 m en la cuenca; y una estrecha relación con la presencia de fallas cuaternarias con tendencia NNE- (Fig. 1.2) (Christiansen et al., 2021). Estudios en los geotermómetros de Na-K-Ca y Qz,

medidos en la comarca, sugieren temperaturas promedio para el reservorio, las cuales oscilan entre los 56 y 95°C (Pesce y Miranda, 2003). En superficie, las temperaturas medidas de las vertientes y pozos artesianos muestran valores entre 22 y 44.5°C (CRAS, 1986; Hinzer et al., 2021). Por otra parte, los estudios isotópicos ( $\delta^2\text{H} / \delta^{18}\text{O}$ ) en muestras de agua han permitido clasificar a este sistema a partir de una fuente geotermal no magmática (Pesce y Miranda, 2003; Hinzer et al., 2021; Christiansen et al., 2021). Estos trabajos previos llevados a cabo en la cuenca de Iglesia, han permitido avanzar en lo que respecta al entendimiento de este sistema geotérmico. Sin embargo, estos modelos sugeridos no cuentan con un estudio estructural robusto que conecte directamente las manifestaciones termales superficiales con las estructuras subterráneas, y mucho más importante aún, estos tampoco explican de manera contundente la variación de la temperatura de las vertientes, observadas a lo largo de toda la cuenca de Iglesia. A partir del estudio de la bibliografía preexistente mencionada y datos preliminares obtenidos del procesamiento de imágenes satelitales se planteó la necesidad de estudiar la tectónica de la zona, el control estructural y la estratigrafía para un entendimiento aún más detallado de la surgencia, distribución y conexión de las aguas subterráneas termales en la localidad de Pismanta y zonas aledañas, dentro del valle de Iglesia. De este modo, se propuso como objetivo principal establecer los controles geológicos asociados al emplazamiento de las aguas termales de Pismanta, y de las unidades de reservorio longitudinales N-S que atraviesan toda la cuenca (Fig. 1.2). En este sentido, se realizó un análisis conjunto de las estructuras someras y profundas que controlan no solo la zona de Pismanta, sino además se consideraron aquellas que también estarían controlando la cuenca de Iglesia junto a las manifestaciones de vertientes termales de toda el área. El estudio consistió en el análisis de las secuencias y estructuras

observadas en las líneas sísmicas N-S 5334a y 5335 obtenidas a partir de mediciones realizadas por YPF (Yacimientos Petrolíferos Fiscales) a lo largo de la cuenca (Fig. 1.1) y las tomografías eléctricas resistivas obtenidas a partir de mediciones realizadas en este trabajo en el área de Pismanta (Fig. 1.1). Se han obtenido gran cantidad de datos de campo tanto geológicos como estructurales. Además, se realizó la adquisición, procesamiento y análisis de los datos de gravedad satelital y terrestre, tanto regional como local, y de magnetismo local medidos en esta área de trabajo. Sumado a ello, se tuvieron en cuenta los últimos avances en geología estructural del área (Gonzalez et al., 2020).

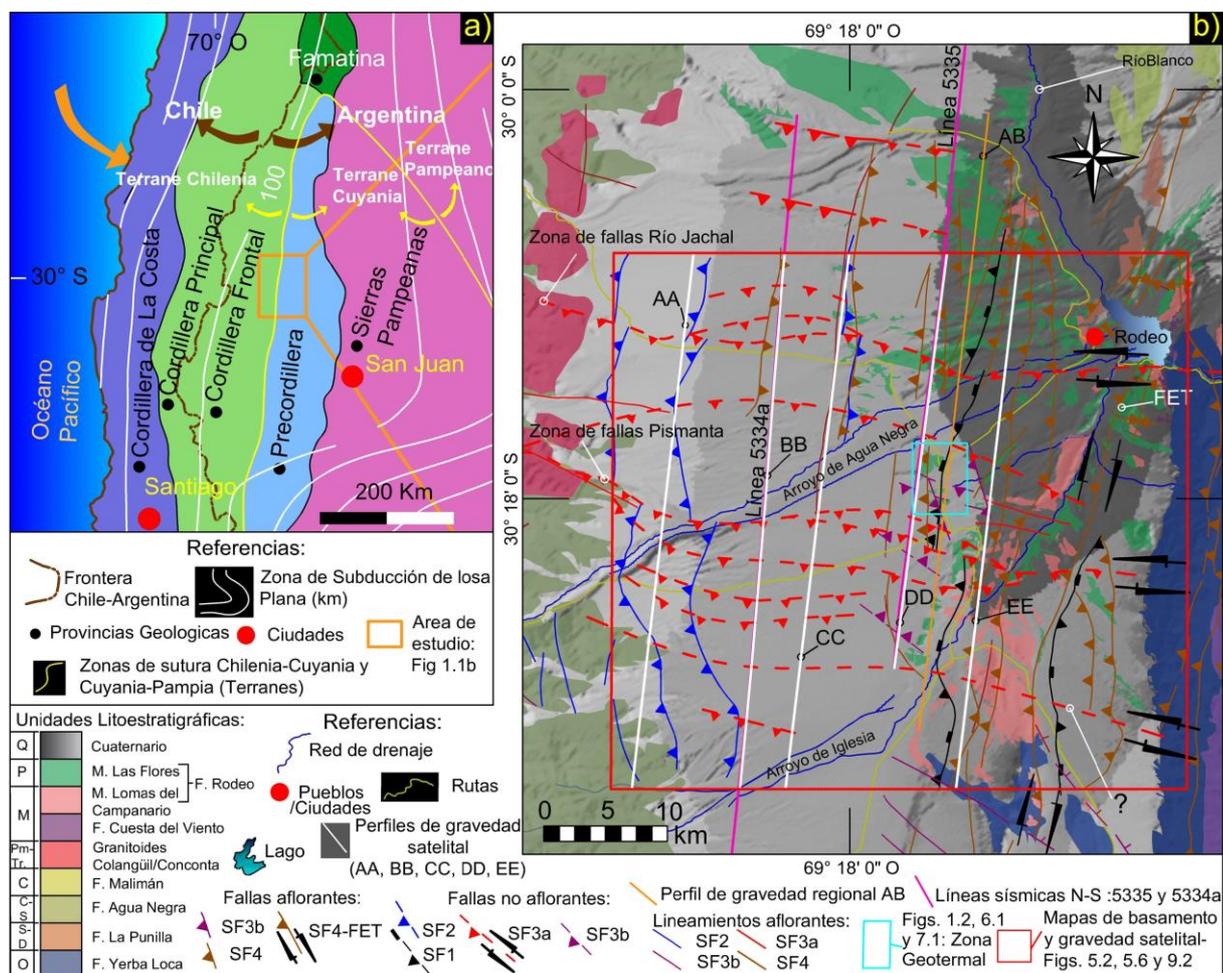


Figura 1.1: a) Mapa geológico regional de la región centro-oeste de Sudamérica. El marco rojo representa el área de estudio localizada en el sector NO de la provincia de San Juan, Argentina. b) Mapa geológico de la cuenca de Iglesia sobreimpuesto al modelo elevación digital (DEM). El marco de color cian representa el área de las vertientes

naturales geotermales en la localidad de Pismanta (Fig. 1.2). El marco rojo representa los mapas de gravedad satelital y de basamento (Figs. 5.2, 5.6 y 9.2), SF: set de fallas, FET: Falla dextral El Tigre de tendencia NNE-. Los símbolos ubicados al lado izquierdo del cuadro cronoestratigráfico indican las edades de las unidades mencionadas, las cuales están representadas como: Q= Cuaternario, P = Plioceno, M= Mioceno, Pm-Tr= Pérmico - Triásico, C= Carbonífero, C-S= Carbonífero – Silúrico, S-D= Silúrico – Devónico, O= Ordovícico. El símbolo con signo de pregunta en la falla oblicua ONO en el extremo sur de la cuenca indica una continuidad posible inferida de la falla observada en las líneas de reflexión sísmicas analizadas. Modificado de Alonso (2011).

El presente estudio y análisis integral permitió reconocer sets de fallas de igual dirección, tanto ONO- como NNE-, y las condiciones estratigráficas de permeabilidad y porosidad de las secuencias neógenas que afloran en superficie. De esta manera, se pudo determinar tanto a nivel local como regional, el modo de transmisión del agua subterránea. La presencia de zonas de fallas transversales al orógeno andino tendría implicancias no solo en el control estructural-estratigráfico, sino en la transferencia del agua subterránea dentro de la cuenca; las cuales reafirman las conjeturas de lineamientos E-O propuestos en trabajos previos en la cuenca de Iglesia (Alcacer Sanchez y Perucca, 2017; Alcacer Sanchez et al., 2020a; Podesta et al., 2022). En este sentido, se demostró la existencia de una anomalía de permeabilidad en el área de Pismanta, relacionada a una extensa zona de daño, producto de la interacción de fallas contraccionales ONO- y NNE-, tanto a escala local como regional (Figs. 1.1 y 1.2). Algunas de estas estructuras ya han sido descritas en trabajos anteriores, como es el caso de la falla inversa NNE- Pismanta-Las Flores (Bastías et al., 1984; Perucca y Martos, 2009; Pérez y Costa, 2011; Perucca y Martos, 2012; Perucca y Vargas, 2014; Alcacer Sanchez y Perucca, 2017; Gonzalez et al., 2020; Christiansen et al., 2021; Pérez, 2022). Dentro de este nuevo contexto geológico se propuso un nuevo modelo geotermal para la cuenca de Iglesia. Las estructuras identificadas en este trabajo se encuentran condicionando el flujo del agua subterránea, actuando como

una barrera para el ascenso o desplazamiento lateral. Además, generaron dentro del depocentro de la cuenca, la zona de reservorio; y el medio de transferencia principal y eficiente hacia la superficie, en el área de Pismanta e inmediaciones. Estos elementos estructurales claves, han sido integrados dentro de un nuevo modelo del *Play* geotermal de Pismanta, considerando el catálogo de *plays* geotermiales propuesto por Moeck (2013; 2014). El autor establece este concepto nuevo para el área de la geotermia, el cual tiene como objetivo la evaluación del recurso geotermal, de tal manera que permita agrupar los proyectos de exploración de acuerdo a los diferentes controles geológicos, asociados por una geodinámica, estratigrafía, magmatismo y evolución tectónica similar. De este modo, se propuso un nuevo modelo integral para el *play* geotermal de Pismanta, para el cual se tuvo en cuenta un marco estructural-litológico actualizado.

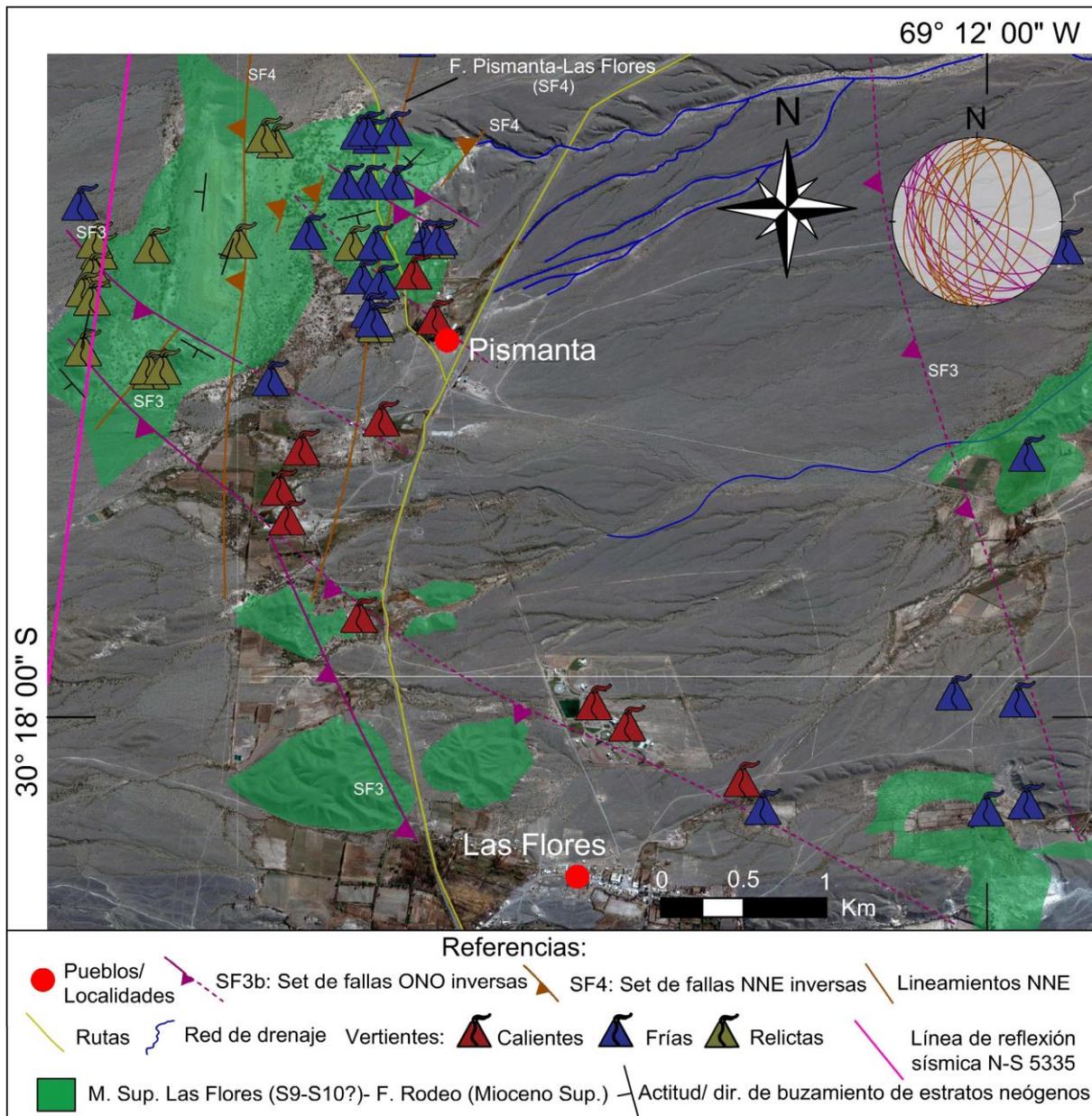


Figura 1.2: Mapa geológico local de la localidad de Pismanta sobreimpuesto a la imagen satelital Landsat/Copernicus tomada del programa Google Earth (Fig. 1.1). Proyección estereográfica de las fallas medidas (SF3 y SF4) (Azimut y buzamiento). Se puede observar la falla Pismanta-Las Flores, ubicada según los estudios recientes realizados por Pérez (2022). Además, se consideraron otras fallas propuestas en trabajos previos (Perucca y Martos, 2009; 2012; Perucca y Vargas, 2014; Alcacer Sanchez y Perucca, 2017; Christiansen et al., 2021).

## **1.2 Motivos:**

Con la finalidad de cumplimentar con el último requisito de la carrera de posgrado, este trabajo persigue como objetivo la obtención del título de Doctor en Ciencias Geológicas, que otorga el Departamento de Posgrado de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales dependiente de la Universidad Nacional de San Juan.

Además, permitió aprender y poner en práctica metodologías de campo y gabinete, y la lectura específica relacionada al tema de investigación, ampliando la óptica de procesos geológicos-geotérmicos llevados a cabo en la Localidad de Las Flores-Pismanta, en el valle cordillerano de Iglesia. De esta forma, se busca dilucidar el conocimiento geológico-geofísico de la zona propuesta.

Finalmente, concluir con el desarrollo de un modelo geotermal integrando los datos geofísicos, geológicos y estructurales, enmarcando el mismo en el sistema geotectónico actual del sector de subducción subhorizontal pampeano (*flat slab*). Los resultados de esta investigación permitieron analizar la fuente termal de la zona de Pismanta, y su relación con el sistema hidrogeológico de la cuenca.

## **1.3 Objetivos:**

### **Objetivo general**

Diseñar un modelo geotermal en la zona de Pismanta, basado en el vínculo de datos geofísicos e interpretaciones geológicas. Generar un modelo estructural de subsuelo que permita determinar estructuras tanto activas como relictas, que

favorecerían la infiltración en zonas de recarga, la circulación y zonas de descarga de agua y de esta manera, analizar la variación de la temperatura a medida que se profundiza dentro del sistema geotermal. Diferenciar unidades litológicas y/o secuencias sedimentarias que puedan funcionar como sello o reservorio.

### Objetivos Específicos

- Estudiar el contexto geológico y estratigráfico de un sector del valle de Iglesia. Determinar las características litológicas de las rocas neógenas y de los depósitos pedemontanos cuaternarios para evaluar su potencial como rocas reservorio o sello.
- Interpretar la estructuración del basamento y su relación con las estructuras neotectónicas en la cuenca. Reconocer estructuras de primer, segundo y tercer orden en el basamento que puedan ser posibles conductos de infiltración y migración del agua de fusión nival hacia los sectores pedemontanos. El reconocimiento de nuevas estructuras neotectónicas activas, además de la falla Pismanta-Las Flores y otras de menor jerarquía es de vital importancia para comprender el control estructural del sistema geotermal, su carga y descarga del mismo (Bastías et al., 1984; Perucca y Martos, 2009; Pérez y Costa, 2011; Perucca y Martos, 2012; Perucca y Vargas, 2014; Alcacer Sanchez y Perucca, 2017; Gonzalez et al., 2020; Christiansen et al., 2021; Pérez, 2022).
- Interpretar la geología y estructura del subsuelo. Mediante los datos de líneas sísmicas preexistentes y a través de la confección y análisis de diversas secciones geológicas y estructurales en profundidad, se estudió la relación existente

entre las estructuras profundas y las superficiales, y el comportamiento de las unidades sedimentarias.

- Proponer un modelo conceptual y lograr un entendimiento integral del sistema geotermal de Pismanta, desde el origen hasta su exposición en superficie; generado a partir de datos estructurales y geológicos de campo, sumado a las mediciones geofísicas y el análisis e interpretación de las mismas.

### **1.4 Generalidades:**

La comarca en estudio se encuentra ubicada en el Departamento Iglesia, de la Provincia de San Juan, Argentina, cuya superficie es de 19.149 km<sup>2</sup>, y representa el 22% del territorio provincial. En términos generales y de acuerdo al último Censo del año 2022, presenta una densidad poblacional baja de < 0,5 Habitantes/km<sup>2</sup>, contabilizando un total de 8.845 personas. Situado a una altura promedio de 2.000 m sobre el nivel del mar, el Departamento Iglesia abarca el extremo norte de la gran cuenca cordillerana Uspallata-Calingasta-Iglesia, dentro de una zona de oasis cordillerano. Por otra parte, sus límites geográficos están establecidos al oeste con la República de Chile por las divisorias de aguas de los principales cordones montañosos de Los Andes; mientras que tanto al norte, como al este y el sur tiene límites políticos con la Provincia de la Rioja, departamentos de Jáchal y Ullum-Calingasta respectivamente. A lo largo del valle iglesiano se han reconocido numerosas vertientes naturales, las cuales se encuentran ubicadas en los diferentes poblados de Iglesia. Entre estos sobresalen las de Chigua, El Chinguillo, Malimán, Colangüil, Angualasto, Tudcum, Rodeo, Guañizuil, Las Flores, Pismanta, Villa Iglesia, Zonda, Campanario, Tocota, Bauchazeta y Bella Vista. En este trabajo final de tesis

se ha dado principal importancia al poblado de Pismanta e inmediaciones, respecto al resto de los nodos poblacionales; ya que este presenta como elemento clave los principales exponentes de aguas termales dentro de la cuenca, los cuales son un recurso geotérmico y turístico de gran importancia para el departamento (Kuchen y Mattioli, 2014).

### **1.5 Ubicación y vías de acceso al área de estudio:**

El área de estudio está ubicada en el valle longitudinal de Iglesia, al NO de la provincia de San Juan, a una distancia de 170 km de la ciudad capital, entre los paralelos  $30^{\circ}00'00''S$  y  $30^{\circ}38'00''S$ , y los meridianos  $69^{\circ}00'00''O$  y  $69^{\circ}37'50''O$  (Figs. 1.1 y 1.2). Se accede a partir de la ciudad de San Juan, por ruta Nacional N° 40 en dirección norte hasta la intersección con ruta provincial N° 436 (en las inmediaciones de los baños de Talacasto). Con rumbo hacia el oeste, se transita por esta última hasta llegar a la ruta Nacional N° 149. De allí, en dirección noroeste se recorren por esta última 87.5 km hasta el Valle de Iglesia (Fig. 1.3).

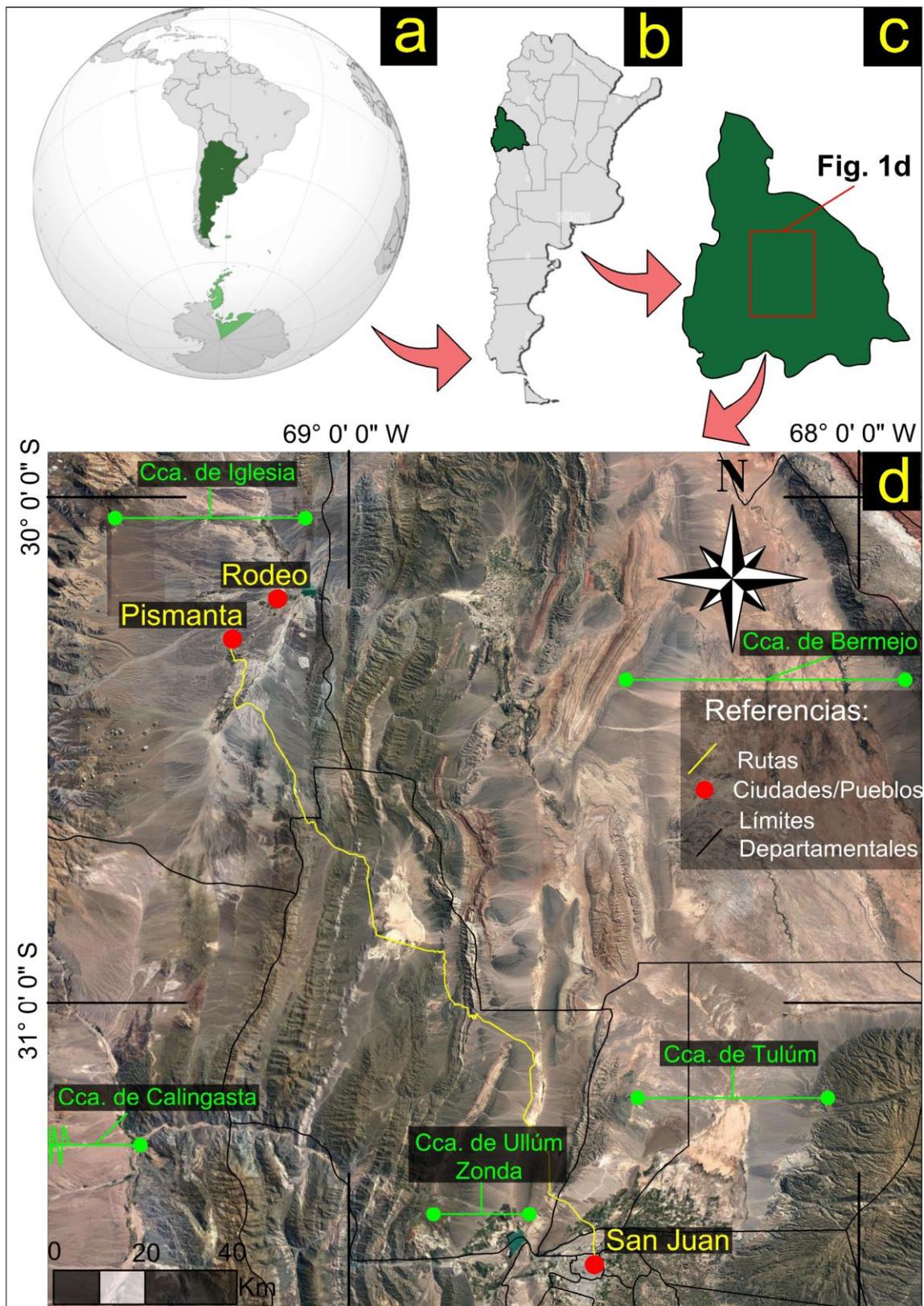


Figura 1.3: a) Mapamundi con división política, en verde se resalta el territorio argentino. b) Mapa político de Argentina, en color verde se resalta la provincia de San Juan. c) Territorio de la provincia de San Juan, dentro del marco rojo se indica la Fig. 1d. d) Mapa del sector central de la Provincia de San Juan sobrepuesto a la imagen

satelital de San Juan. Se observan las ubicaciones y vías de acceso desde la Ciudad de San Juan a la Zona de trabajo en Pismanta, Iglesia. Con línea amarilla continua se indicaron las rutas provincial y nacional, N° 436 y 149 respectivamente. Con línea verde continua se indica el ancho de las principales cuencas de la provincia de San Juan.

## **1.6 Metodología de trabajo:**

Para alcanzar los objetivos propuestos se emplearon metodologías geológicas y geofísicas, a través de la información preexistente y nuevos datos adquiridos durante esta tesis. La información recopilada durante la investigación se obtuvo del análisis de la bibliografía, imágenes satelitales, mapas geológicos, perfiles geológicos 2D, secciones sísmicas, datos gravimétricos (terrestres y satelitales) y magnetométricos. A ésta se sumaron nuevos datos geológicos, de gravimetría, magnetimetría y tomografía eléctrica 2D. Se procesaron y analizaron dos líneas sísmicas N-S, las cuales permitieron definir límites secuencias (*onlaps*, *toplaps*, *downlaps*, discordancias), secuencias sísmicas y fallas (Fig. 1.1). Para determinar el tiempo relativo de la actividad de las fallas, se utilizaron las relaciones estructurales y estratigráficas, considerando la cronología de las secuencias sedimentarias, tomando como referencia los estudios más recientes realizados por Gonzalez et al. (2020) y los de este estudio. De este modo, a partir de la combinación de las interpretaciones realizadas en las líneas sísmicas, con los datos de magnetismo y gravedad local-regional medida, y la satelital; nuevos eventos geológicos han sido considerados y relacionados con el desarrollo de los *sets* de fallas (SF) SF1, SF2, SF3a, SF3b, y SF4 (Fig. 1.1). Es importante aclarar que los SF3 se subdividieron en dos teniendo en cuenta su profundidad de despegue, para los cuales los SF3a involucran basamento, mientras que los SF3b solo al relleno de la cuenca. A continuación, se detallan todas

las actividades separándolas, por un lado, en los trabajos realizados en el campo, mientras que, por otra parte, en aquellas llevadas a cabo en el gabinete. Además, se especificaron tanto las actividades geológicas como geofísicas.

### **1.6.1 Tareas de gabinete**

Se desarrollaron diversas actividades que se detallan a continuación:

- Recopilación y lectura crítica de antecedentes bibliográficos: Se llevó a cabo una recopilación sistemática de los estudios previos realizados en la zona de estudio, así como los principales trabajos geológicos y geofísicos regionales que comprenden el área de la cuenca de Iglesia. Estos antecedentes incluyeron el análisis de la escasa información geofísica previa, como antiguas líneas sísmicas de YPF, el mapa aero-magnético del SEGEMAR (Hojas Rodeo 3169-I) y datos de gravedad regional satelital. Estos antecedentes permitieron establecer las bases para aplicar nuevos datos recolectados en este trabajo.
- Se realizó un estudio cartográfico de las unidades aflorantes en el área de estudio mediante imágenes TM tratadas con los programas Google Earth, Qgis, SasPlanet y AutoCAD. Además, se posicionaron con puntos topográficos específicos tomados con GPS. Luego del control general de campo, se ajustó la geología.
- Análisis de los datos obtenidos en campaña y procesamiento de información mediante programas informáticos (AutoCAD Map 3D), para la confección de mapas, perfiles y modelos, además de la edición de material fotográfico de campo.

- El procesamiento para el cálculo de la varianza de los datos estructurales con el programa *Stereonet Visible Geology*, obteniendo un valor estimado con el 95% de confianza, para cada uno de los sectores analizados, según la muestra correspondiente. Ilustración del material estudiado, confección de gráficos, mediante el programa *Stereonet Visible Geology* y *AutocadMap 3D* (e.g., gráficos de rosetas).
- El procesamiento de los datos geofísicos o interpretación de estos (véase los apartados de metodología geofísica).
- Edición del material gráfico, textos para su publicación e informe final del manuscrito del doctorado.

### **1.6.2 Tareas de Campo:**

Se realizaron cinco campañas geofísico-geológicas en las secciones seleccionadas para explorar, con observaciones y mediciones sobre el terreno. Se incluyó en el trabajo la obtención de datos geológicos (azimut, buzamiento, mediante la utilización de la brújula tipo Brunton, polaridad de los estratos, toma de fotografías, relevamiento con navegador GPS, etc.) (Fig. 1.4a). Las mediciones magnetométricas locales llevadas a cabo en la localidad de Pismanta, se realizaron con un magnetómetro “Overhauser proton magnetometer GSM 19 (GEM SYSTEMS)”, *absolute precision* +/- 0.1 nT. (Fig. 1.4b). Respecto a los datos de gravedad local y regional fueron medidos con un gravímetro syntrex CG5 y apoyados con un GPS diferencial en las mediciones altimétricas (Fig. 1.5a, b).



Figura 1.4: a) Foto tomada sobre el afloramiento neógeno en la localidad de Pismanta, en la cual puede observarse la medición del azimut y buzamiento de un estrato sedimentario con la brújula tipo Brunton. b) Foto de adquisición del magnetismo local con la metodología de *walking mag*.



Figura 1.5: a) Foto de adquisición de la gravedad local en un punto de medición dentro de la cuenca de Iglesia, con el gravímetro syntrex CG5. b) Foto del montaje del GPS diferencial Trimble sobre la camioneta utilizada para la adquisición de los puntos de gravedad. El GPS se colocó en posición vertical y a una altura de 1.81m, sobre la cual se realizaron las posteriores correcciones topográficas.

## **CAPÍTULO 2:**

### **2.1 Geografía:**

#### **2.1.1 Orografía**

Cordillera Frontal constituye parte del dominio de máxima jerarquía morfoestructural y topográfica que ocupan un extenso sector occidental de la provincia de San Juan. El límite occidental cordillerano se encuentra en el lado chileno mientras que, el oriental lo constituye la depresión tectónica Barreal-Rodeo. La Cordillera se constituye por un grupo de cordones montañosos que superan los 5.000 m de altura sobre el nivel del mar. La desnivelación topográfica entre la cima de estos cordones y el fondo de los valles de Calingasta-Iglesia es de aproximadamente 4.000 m. La Cordillera Andina presenta a los 30° 30' de latitud sur una división de aguas entre el valle de Iglesia por el norte y el valle del río de los Patos-Castaño por el sur; relacionada con la presencia de la Cordillera de Olivares y el cordón de Coquimbito (Suvires, 2000).

La Precordillera, separada de la Cordillera Frontal (hacia el Oeste) por los valles intermontanos (Llanos de San Guillermo, valle de Iglesia, Pampa de los Avestruces, valle de Calingasta y Pampa del Leoncito), constituye una barrera que sólo los ríos Jáchal y San Juan logran atravesar. Comprende varios cordones discontinuos con alturas mayores a los 4.000 m de altura entre los que se destacan las sierras de la Punilla, del Volcán, Negra, de la Invernada y del Tontal. Este ambiente montañoso admite al igual que el central, una división morfológica en el sentido N-S, en una al norte del río Jáchal, otra entre éste y el río San Juan y una tercera al sur del río San Juan. En este entorno montañoso predominan los rasgos vinculados a los

sistemas áridos y semiáridos con manifestaciones de arroyadas, procesos eólicos, disgregación mecánica y algunas formas de remoción en masa, constituidos por pedimentos y abanicos aluviales (Suvires, 2000).

El valle de Iglesia se desarrolla entre el borde oriental de la Cordillera de Los Andes, más precisamente Cordillera Frontal, y el área montañosa de Precordillera Occidental. Es una depresión longitudinal con una divisoria de aguas al sur a la altura de la Cordillera de Coquimbito. Estudios recientes han subdividido el valle de Iglesia en 3 cuencas fluviales secundarias: río Blanco por el norte, río Seco de Los Tambillos-arroyo Iglesia en su porción central y río de Los Tambillos al sur (Alcacer Sanchez et al., 2020a). Estos autores propusieron estructuras con actividad neotectónica, las cuales habrían desarrollado altos estructurales no aflorantes, segmentando el valle tanto en sentido norte-sur como este-oeste. En esta depresión se desarrollan unidades geomorfológicas tales como: los piedemontes provenientes del borde oriental de la Cordillera Frontal, los valles del río Blanco, del arroyo Iglesia y Colola con sus terrazas y planicies aluviales incluidas (Suvires, 2000). En ese sentido, se destacan importantes variaciones topo-climáticas expresadas en las diferencias de procesos y resultantes geomorfológicas.

### **2.1.2 Hidrografía**

En las latitudes septentrionales de la Cordillera en la provincia de San Juan, los cauces actuales que dominan la red drenaje son los ríos San Guillermo y De Las Palcas, ambos conforman pendiente abajo el río Blanco en el norte del valle de Iglesia, mientras que al sur se encuentran los arroyos de Agua Negra e Iglesia. Todos estos cauces que fluyen en el valle de Iglesia drenan en el nivel de base local del dique de

Cuesta del Viento, en Rodeo. De allí conforman el río Jáchal, el cual continúa su recorrido pendiente abajo, abriéndose camino a través de la Precordillera hacia el este. También el valle de Iglesia es surcado por ríos que desembocan en la cuenca del río San Juan, existiendo una divisoria de aguas en la parte sur del valle, entre las cuencas río Seco de Los Tambillos-arroyo Iglesia y río de Los Tambillos (Alcacer Sanchez et al., 2020a).

Tanto el río San Juan, como el río Jáchal, tienen su origen en las nacientes de la Cordillera de los Andes, producto del deshielo estacional, teniendo su mayor caudal en las estaciones de verano y primavera (Minetti, 1986). Como las precipitaciones son escasas, es indispensable un óptimo manejo del agua que aportan ambos afluentes, por ejemplo, haciendo uso del riego artificial para el desarrollo del sector agrícola.

En la comarca de estudio, los cauces intermitentes secundarios actúan como tributarios esporádicos a la red de drenaje principal, sobre todo durante los meses estivales. Estos suelen aportar grandes caudales, de gran energía, que pueden durar intervalos de tiempo extremadamente cortos (horas) en relación a un río de carácter perenne, arrastrando gran cantidad de material; correspondiéndose a un flujo de carácter turbulento, consecuente de su capacidad de carga y del relieve que lo controla.

### **2.1.3 Clima**

La provincia de San Juan se encuentra ubicada dentro en la gran Diagonal arreica de América del Sur ó Diagonal Árida Sudamericana (De Martonne, 1935; Garleff et al., 1991) la que se prolonga desde el norte del Perú (5° S) hasta el estrecho

de Magallanes (52° S) abarcando la mayor parte del oeste argentino, incluyendo hasta el margen de sotavento de la Cordillera de Los Andes.

Dentro de la provincia de San Juan, Poblete y Minetti (1989) aplicaron la clasificación climática de Köppen y Geiger (1936), la cual se basa en las temperaturas medias y las precipitaciones mensuales. De esta manera se pudieron diferenciar espacialmente tres regímenes climáticos presentes, el Seco de Desierto –BW-, el Seco de Estepa –BS- y el Frío de altura –E-. El primero de estos ha sido aplicado por Poblete y Minetti (1989) para identificar el clima predominante en el valle de Iglesia.

A pesar de que el valle longitudinal de Iglesia-Calingasta-Uspallata es una unidad desde el punto de vista morfoestructural, no lo es climáticamente. En este caso, aunque el patrón dominante es la aridez, la temperatura media del mes de enero en el valle de Calingasta, no supera los 22°C, mientras que en Iglesia si, configurando un desierto relativamente fresco. Esta misma subvariedad perteneciente a un clima BWwka, también envuelve a todo el valle de Iglesia, afectando inclusive a las estribaciones de la Precordillera Occidental y la Cordillera Frontal. En términos medios este clima se ubica entre los 1.800 y 2.400 m.s.n.m. (Zambrano y Torres, 2000).

En la región predomina un clima árido y seco (Poblete y Minetti, 1989), con precipitaciones anuales menores a los 250 mm, siendo escasas o nulas en ciertas ocasiones, haciéndolo generalmente, en forma de tormentas con fuertes lluvias, violentas y localizadas. Los mayores registros están dados entre los meses de noviembre y marzo, es decir en época veraniega. Los mínimos corresponden a los meses de invierno donde las precipitaciones se hacen en forma de escarchilla, agua-nieve o nieve.

La escasez de agua y la ausencia de nubes no amortiguan las radiaciones solares, ocasionando elevadas temperaturas durante el día y bruscos descensos de

la temperatura durante la noche. De igual manera se reconoce una gran oscilación térmica anual con veranos cálidos, con una temperatura que oscila entre los 7,0 y 27,9°C, y registrándose valores máximos que llegan a los 36°C. Por otra parte, el invierno es frío y seco, verificándose mínimas por debajo de los 0 °C de marzo a noviembre, con valores que oscilan entre -1,7 y 21,0 °C y valores extremos inferiores a los -14°C (véase tabla 1).

Tabla 1: Parámetro climáticos promedio de Rodeo, Iglesia, San Juan, durante el período abarcado entre los años 1969-1994, modificado de la Secretaría de Minería: Estación Meteorológica SMN Rodeo (San Juan) - Datos Período 1969-1994.

Parámetros climáticos promedio de Rodeo (San Juan) 1969-1994													
Mes	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
Temp. máx. abs. (C°)	35.5	34.5	33.5	32.5	31.4	29.9	29.9	30.5	34.6	34.5	35.8	36.0	36.0
Temp. máx. media (C°)	27.6	26.9	25.3	23.1	21.9	16.8	17.4	19.3	21.0	24.7	26.0	27.9	23.2
Temp. media (C°)	23.0	21.8	17.9	14.2	12.1	8.0	7.9	9.8	13.7	17.2	19.9	22.7	15.7
Temp. mín. media (C°)	11.1	10.1	6.9	4.5	1.6	-1.7	-1.6	0.0	2.5	6.5	9.1	12.1	5.1
Temp. mín. abs. (C°)	-1.0	1.1	-2.0	-5.0	-9.4	-14.0	-12.4	-13.0	-10.0	-6.5	-1.0	0.1	-14.0

El viento Zonda es característico de la región, conocido por su extrema sequedad y elevada temperatura. Esto ocurre como consecuencia de las masas de aire húmedas dirigidas desde el Pacífico que chocan contra la Cordillera, proporcionando precipitaciones al frente occidental de la misma. En su ascenso forzado, se ven privadas de humedad y aumentan su temperatura, volviéndose un viento caliente y seco.

## **CAPÍTULO 3:**

### **3.1 Marco Tectónico:**

#### **3.1.1 Unidades morfo-estructurales de los Andes Centrales Sur en el segmento de subducción plano Pampeano (27°30'-33°30'S)**

El orógeno andino localizado entre los 27° y 33°30' S es resultado del desarrollo secuencial de todos los dominios morfotectónicos que componen a los Andes Centrales Sur en estas latitudes (Figs. 3.1 y 3.2). Estos últimos se encuentran representados de oeste a este por la Cordillera de La Costa, Cordillera Principal, Cordillera Frontal, la cuenca de Iglesia-Calingasta, Precordillera y Sierras Pampeanas (Fig. 3.2). La Cordillera de La Costa está compuesta por rocas metamórficas y granitoides de edad Paleozoica Superior, además de, rocas volcánicas y sedimentarias de edad jurásico-cretácica Inferior asociadas con el arco volcánico Paleozoico-Mesozoico (Charrier et al., 2015, Díaz-Alvarado et al., 2019). Por su parte, la Cordillera Principal se caracteriza por corrimientos de piel gruesa, compuestos por rocas ígneas del Carbonífero-Triásico del grupo Choiyoi, las cuales están cubiertas por rocas ígneas del arco Jurásico-Cretácico y por depósitos de cuencas de retroarco (Ramos et al., 1996; Cristallini y Ramos, 2000; Sato et al., 2015; Gianni y Navarrete, 2022). La Cordillera Frontal está conformada por fajas plegadas y corridas de piel gruesa, las cuales deformaron las unidades metamórficas neopaleozoicas marinas y las rocas ígneas carboníferas-triásicas, cubiertas a su vez por rocas volcánicas y volcanoclásticas oligocenas-neógenas provenientes del arco andino (Yrigoyen, 1972; Mpodozis y Kay, 1992; Llambías et al., 1993; Winocur et al., 2015; Sato et al., 2015).

Tanto la Cordillera Principal como la Frontal fueron las principales fuentes de aporte de sedimentos a la depresión Iglesia-Calingasta-Uspallata, la cual contiene facies de abanicos, fluviales, aluviales y depósitos lacustres con un aporte variable de material piroclástico (Beer et al., 1990; Ruskin y Jordan, 2007; Suriano et al., 2011; Alonso et al., 2011). La cuenca intermontana de Iglesia está situada entre las provincias geológicas de Cordillera Frontal al oeste y Precordillera Occidental al este, en donde la sutura entre los terrenos de Chilenia y Cuyania ha sido propuesta (Ramos et al., 1984). Hacia el este, tanto la Precordillera en su totalidad (Occidental, Central y Oriental) constituye una faja plegada y corrida de piel fina en el extremo occidental y central con vergencia hacia el este; mientras que su contraparte oriental corresponde a una faja plegada y corrida de piel gruesa, con vergencia hacia el oeste. En términos generales, el despegue de Precordillera Occidental y Central se encuentra por debajo de los 6 km de profundidad, afectando a las unidades eopaleozoicas marinas, neopaleozoicas marinas- transicionales, triásicas continentales, y neógenas intermontanas continentales de antepaís. Por otra parte, Precordillera Oriental alcanza profundidades de despegue aún mayores, involucrando al basamento que se encuentra subyacente a las unidades antes mencionadas (Furque, 1963; Polanski, 1970; Baldis et al., 1984; Cesari y Limarino, 1992; Cristallini y Ramos, 2000; Vergés et al., 2001; Allmendinger y Judge, 2014; Levina et al., 2014; Fosdick et al., 2017). El extremo oriental del frente orogénico está representado por las Sierras Pampeanas Occidentales, que forman parte de una cuenca de antepaís fragmentado (Jordan y Allmendinger, 1986; Jordan et al., 1993a; 1993b). Los bloques que afloran en superficie están compuestos principalmente por rocas ígneas y metamórficas, controlados por fallas inversas NE- a NNO- de piel gruesa, que separaron los diversos depocentros neógenos en la región (Bonorino, 1950; Jordan y Allmendinger, 1986;

Zapata y Allmendinger, 1994; 1996; Ortiz et al., 2015). De esta manera, la configuración morfoestructural actual puede considerarse como el producto de un proceso orogénico prolongado en el tiempo, aunque discontinuo, el cual habría comenzado en el Cretácico Tardío-Paleógeno (Lossada et al., 2017; Rodríguez et al., 2018; Capaldi et al., 2020). Sin embargo, el mayor proceso de deformación y de propagación del frente orogénico ocurrió durante la etapa de subducción plana Pampeana (Ramos, 1988; Allmendinger et al., 1990; Jordan et al., 1993a; 1993b; Ramos et al., 1996; Ramos, 1999a; Cristallini y Ramos, 2000; Ramos et al., 2002; Capaldi et al., 2020). El comienzo de este proceso geodinámico ha sido registrado a partir de observaciones de la migración paulatina del arco magmático hacia el área del antepaís a partir de los 18-16 Ma, durante la somerización del ángulo de la losa subductada y el completo desarrollo de la geometría de subducción plana inferido a los 4-2 Ma, indicado a su vez por un estadio de gap volcánico (Pilger, 1981; Kay et al., 1988; 1991; Ramos et al., 2002). Sin embargo, estudios nuevos realizados en la estratigrafía y geocronología de los sedimentos cenozoicos indican que la progresión del arco volcánico hacia el este, asociado con la somerización de la placa de Nazca podría haber sucedido antes de lo estimado, con valores entre los 24-17 Ma (Capaldi et al., 2020) (Fig. 3.1). Algunos autores atribuyen el proceso de subducción plano Pampeano a la subducción de la dorsal asísmica de Juan Fernández (Pilger, 1981; Yáñez et al., 2001). Estudios numéricos 3D indican que este proceso sería el resultado de una combinación compleja entre los efectos de succión en la cuña del manto, del retroceso de la placa subductada y la presencia de la litósfera flotante de menor densidad asociada con la dorsal asísmica de Juan Fernández (Hu et al., 2016) (Fig. 3.1).

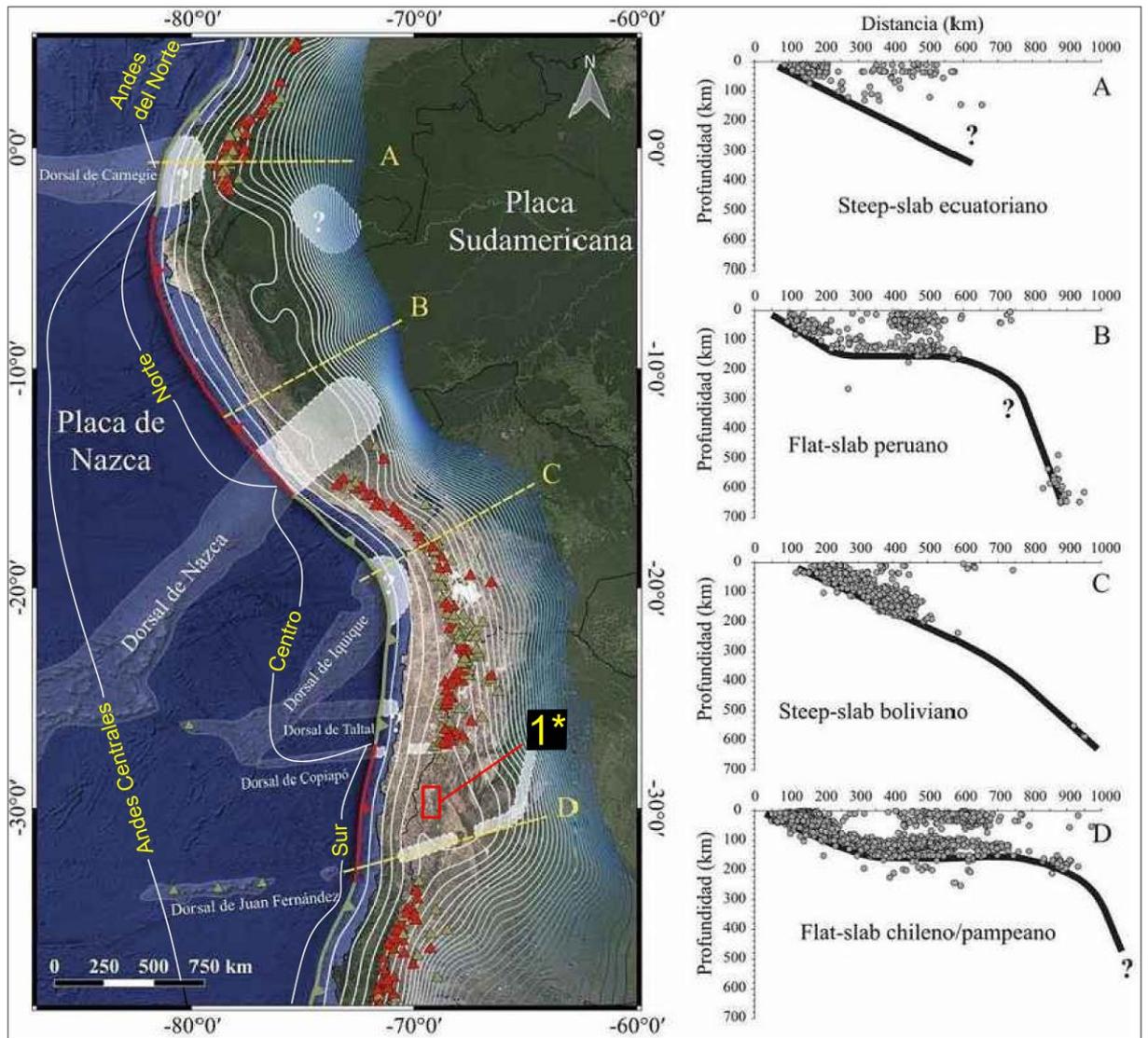


Figura 3.1: Mapa de la configuración actual de la Cordillera de los Andes, en la que se observan los diferentes segmentos de subducción: subhorizontal (en rojo) y normal (en verde) (modificado de Martinod et al., 2010; Moreiras et al., 2021). Los triángulos rojos representan a los volcanes de edad holocena, mientras que los de edad pleistocena están marcados como triángulos verdes (GVP, 2013). Los contornos con la escala de color blanca-azul (superficial-profundo) representan las curvas de nivel de la geometría de la zona de Wadati-Benioff con intervalo de contorno de 20 km según Hayes (2018). Los perfiles A, B, C y D, muestran la geometría en cortes transversales a la losa de Nazca subductada por debajo de la placa Sudamericana. El recuadro rojo representado con un 1\* resalta la ubicación del área de trabajo dentro del contexto tectónico regional, asociado al *flat slab* pampeano representado en el perfil D.

El régimen de stress compresivo es el resultado del proceso geodinámico principalmente contraccional, dando lugar en la mayoría de los casos a corrimientos

con tendencia N-S (Allmendiger y Judge, 2014). A pesar de esto, muchos autores han observado fallas con tendencias NO-, NE- y fallas con componentes de rumbo ONO y NEE tanto sinestrales como dextrales, algunas asociadas a estadíos de mineralización (Tosdal y Richards, 2001; Chouinard et al., 2005; Piquer et al., 2016; Giambiagi et al., 2017). Un ejemplo claro en el área de estudio es la Falla El Tigre con una tendencia NE y con componente de rumbo dextral (Bastías y Bastías, 1987; Siame et al., 1997; 2002; Fazzito et al., 2013; 2017; Peri et al., 2017) (Fig. 1.1). Además, otro ejemplo conspicuo es el lineamiento de Hualilán con tendencia ONO-ESE con componente de rumbo sinistral, oblicuo al frente orogénico, ejerciendo un fuerte control estructural, comportándose como una gran zona de cizalla frágil-dúctil (Cortés y Cegarra, 2004; Cortés et al., 2006; Japas y Ré, 2012; Oriolo et al., 2014; 2015). Estructuras transversales a la Precordillera Oriental, han sido identificadas en la zona de La Laja, en el valle del Tulúm, las cuales, a su vez, han sido relacionadas al control del sistema hidrotermal de La Laja (Alcacer Sanchez et al., 2020b). Puntualmente, en la zona de trabajo, estudios previos han propuesto posibles estructuras con tendencia ONO-, cuya deformación asociada estaría controlando la red de drenaje actual del valle de Iglesia (Alcacer Sanchez et al., 2020a).

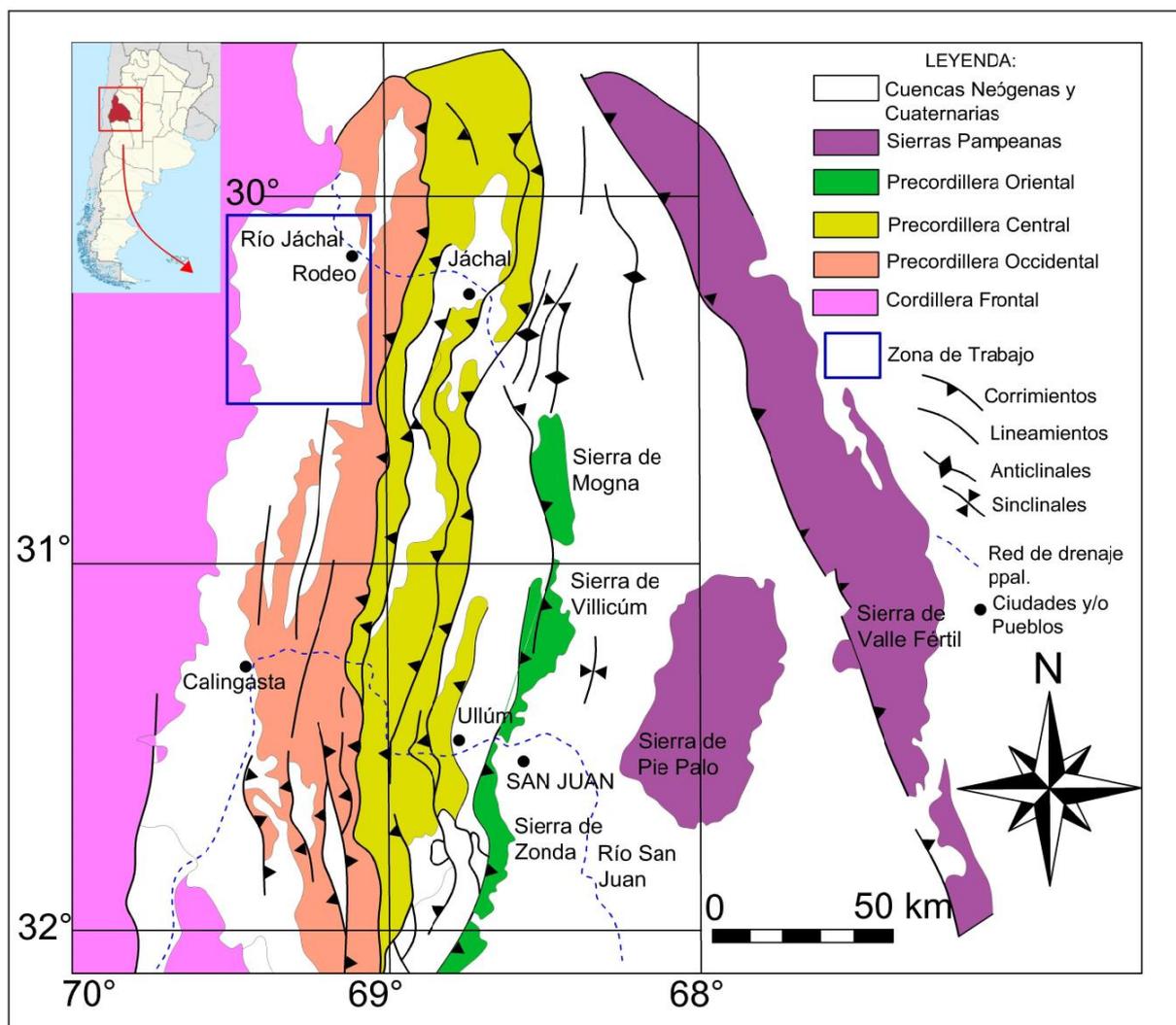


Figura 3.2: Mapa de la Geología Regional de la provincia de San Juan, subdividida a su vez en las provincias geológicas que la componen. En el recuadro en azul se enmarca el área de estudio. Modificado de Alonso et al. (2015).

### **3.1.2 Marco Geológico de la Cuenca de Iglesia**

El comienzo de la sedimentación de la cuenca de Iglesia ha sido inferido entre los ~20-19 Ma aproximadamente, llegando a alcanzar un espesor de ~3500 m de secuencias sedimentarias continentales (Beer et al., 1990). Estudios sedimentológicos detallados han permitido definir 3 unidades litoestratigráficas denominadas (Furque, 1979; Gagliardo et al., 2001; Cardó y Diaz, 2005; Suriano et

al., 2011; Alonso et al., 2011): Formación Cuesta del Viento (Mioceno inferior-medio), Formación Rodeo (Mioceno medio- Plioceno), a su vez subdividida en el Miembro Lomas del Campanario y Las Flores; y por encima se ubican unidades cuaternarias (Fig. 1). En un sentido amplio, pueden definirse como sedimentos clásticos y piroclásticos, interpretados como depósitos de ambientes aluviales, fluviales, fluvio-aluviales y lacustres (Wetten, 1975; Eder y Wetten, 1975; Furque, 1979; Suriano et al., 2011; Alonso et al., 2011; entre otros). Las edades de estas unidades han sido obtenidas a partir de dataciones geocronológicas (U/Pb, Ar/Ar, K/Ar, trazas de fisión) entre los 19,5 y 4 Ma (Leveratto, 1976; Jordan et al., 1993b; 1997; Ré et al., 2003; Wetten, 2005; Alonso et al., 2011; Jones et al., 2016; Poma et al., 2017; Gonzalez et al., 2020). Trabajos realizados en la cuenca a partir del análisis de las sísmicas de reflexión disponibles permitieron definir en profundidad 12 secuencias (de la S1 a la S12) (Fernández-Seveso, 1993; Ré et al., 2003; Ruskin y Jordan, 2007; Gonzalez et al., 2020). El análisis detallado de estas mismas líneas sísmicas O-E de reflexión indicaron la presencia de un estadio sinextensional en las secuencias basales de las S1 a las S3 y sincontraccionales en las subsecuentes (Gonzalez et al., 2020). Esto último ha sido interpretado como una etapa de apertura y asociado a un estadio de cuenca de retroarco, previo a su posterior inversión durante el estadio de mayor contracción de los Andes durante el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (Gonzalez et al., 2020). Esta hipótesis propone un cambio en la interpretación convencional del origen de la misma como una parte de la zona del tope de cuña clásica del actual antepaís (e.g., Ruskin y Jordan, 2007). Finalmente, se puede asumir un desplazamiento pasivo de la cuenca hacia el este, durante la formación de los corrimientos que le dieron origen a la provincia geológica de Precordillera, debido al

avance hacia el este, del orógeno hacia el antepaís en el Mioceno Medio-Superior (Allmendinger et al., 1990; Jordan et al., 1993b, 1997).

En el área de la localidad de Pismanta e inmediaciones se observa la presencia de rocas neógenas de la Formación Rodeo, y dentro de ésta, del Miembro superior de Las Flores (Fig. 1.2). En ella se observaron potentes paquetes sedimentarios psamo-pelíticos y en una menor proporción depósitos de conglomerados, con gran aporte de rocas del Grupo Choiyoi (andesitas, riolitas, granitos). Por encima y en contacto discordante se presentan aglomerados cuaternarios formados por clastos angulosos a subangulosos con gran aporte de rocas pelíticas y de areniscas paleozoicas de la Formación Agua Negra; y en menor proporción rocas ígneas del Grupo Choiyoi. Distribuidos a lo largo y a lo ancho, con una leve orientación N-S en superficie se observó la presencia de, vegas, volcanes de lodo, vertientes, tanto relícticos como activos y vestigios de humedad remanente en las rocas, como lo es la presencia de sales (Fig. 1.2). Numerosas estructuras también con tendencia N-S han sido registradas en la comarca de estudio por diversos autores. Entre estas se destaca a escala regional (la cuenca de Iglesia) la falla dextral El Tigre, mientras que a escala local (en la localidad de Pismanta) la falla inversa Pismanta-Las Flores es considerada en el presente estudio como un elemento clave para el sistema geotermal de esta zona (Figs. 1.1 y 1.2) (Bastías et al., 1984; Bastías y Bastías, 1987; Siame et al., 1997; 2002; Perucca y Martos, 2009; Pérez y Costa, 2011; Perucca y Martos, 2012; Fazzito et al., 2013; Perucca y Vargas, 2014; Alcacer Sanchez y Perucca, 2017; Fazzito et al., 2017; Peri et al., 2017; Gonzalez et al., 2020; Christiansen et al., 2021; Pérez, 2022).

## **3.2 Estratigrafía de la cuenca de Iglesia:**

### **3.2.1 Basamento**

El basamento de la cuenca de Iglesia, está formado por rocas en su mayoría impermeables, pre-cenozoicas, sobre los que se acumulan intercalaciones de depósitos aluvionales y fluviales, con depósitos piroclásticos correspondientes al Mioceno Medio-Superior. La unidad más antigua reconocida en el borde oriental de la cuenca es la Formación Yerba Loca (Furque, 1963) de edad ordovícica y compuesta por sedimentitas marinas y una importante asociación magmática de intrusivos y derrames lávicos. Esta aflora en el área de la Precordillera Occidental. Algunos autores han asociado los afloramientos máfico-ultramáficos a un sistema de fajas ofiolíticas (Borrello, 1969; Furque, 1979; Kay et al., 1984). Por encima, se depositaron sedimentitas también marinas silicoclásticas, de edad devónica, compuesta por cuarcitas y areniscas, correspondientes a la Formación La Punilla, (Furque 1963); y cuyos depósitos han sido identificados próximos al margen noroeste del Dique Cuesta del Viento. Hacia el techo de la secuencia paleozoica, se han observado las Formaciones Malimán y Cortaderas, correspondientes al Grupo Angualasto, (Cesari y Limarino 1992) edad eocarbonífera, compuestas por material silicoclástico (bancos potentes de areniscas con intercalaciones de pelitas macizas y conglomerados) los cuales afloran en el área de la Sierra de la Punilla.

Por otro lado, en el extremo occidental de la cuenca, en Cordillera Frontal, se desarrolla extensamente la Formación Agua Negra (Polanski, 1970), también de edad carbonífera, integrada esencialmente por sedimentitas marinas someras, de transición y litorales. Posteriormente, se instruyeron cuerpos plutónicos y depositaron

las unidades litológicas correspondientes al Grupo Choiyoi (Groeber, 1951; *nom. transl.* Yrigoyen, 1972) con rocas que abarcan edades entre el Pérmico y el Triásico Superior (Sato et al., 1990; Sato y Llambías, 1993; Llambías y Sato, 1995). El Batolito de Colangüil es considerado como parte de la raíz intrusiva de las manifestaciones del Grupo Choiyoi en la zona de estudio, y constituye gran parte de los afloramientos occidentales de basamento de Cordillera Frontal dentro de la cuenca (Angelelli, 1935; 1938; 1950; Groeber, 1951; Quartino y Zardini, 1967; Polanski, 1970). En términos generales el Grupo Choiyoi es una gran unidad litológica, que se encuentra compuesta por rocas ígneas neopaleozoicas. Entre estas se destacan cuerpos plutónicos de granodiorita con inclusiones básicas (~264 Ma.; Quartino y Zardini, 1967; Shaw et al., 1990); diques principalmente ácidos representados por pórfidos graníticos y riolíticos (~257-249 Ma, Shaw et al., 1990); granitos pertenecientes al extremo sur del batolito de Colangüil (~247 Ma.; Llambías et al., 1987; Sato y Kawashita, 1988). Estos exponentes pertenecientes al grupo Choiyoi, habrían sido desarrollados en una etapa extensional durante el Pérmico tardío a Triásico temprano (Rolleri y Criado Roqué, 1969; Sato y Llambías, 1993; Rodríguez Fernández et al., 1996).

### **3.2.2 Cubierta sedimentaria de la Cuenca de Iglesia:**

El relleno neógeno-cuaternario de la cuenca de Iglesia, comprende un potente registro sedimentario, constituido por depósitos de origen continental. Está representado por la sucesión de las unidades litoestratigráficas de Cuesta del Viento, Rodeo, Iglesia y Tudcúm (Cardó y Díaz, 1999; Furque, 1979; Gagliardo et al., 2001; Suriano, 2010; Alonso et al., 2011) (Fig. 3.3). Cabe aclarar, que la unidad litoestratigráfica de la Formación Rodeo ha sido considerada por otros autores como

el Grupo Iglesia (Contreras et al., 1990; Gagliardo, et al., 2001) con sus respectivas formaciones Lomas del Campanario y Las Flores (Wetten, 1975; Eder y Wetten, 1975). Este estudio consideró a la última propuesta estratigráfica realizada por Alonso, (2011), la cual adopta la Formación. Rodeo, dividida en dos Miembros: Lomas del Campanario y Las Flores. Esta autora no tiene en cuenta la denominación de Grupo debido a la gran separación temporal que poseen los depósitos basales con edades de  $19,5 \pm 1,1$  Ma y  $19,1 \pm 1,3$  Ma respecto a las  $11,1 \pm 0,3$  Ma y  $9,4 \pm 0,3$  Ma, obtenidas en los niveles volcánicos (Jordan et al., 1993b). Por otro lado, no se han observado truncamientos tales, que justifiquen su separación (Contreras et al., 1990). Los registros basales más antiguos observados en la cuenca de Iglesia se encuentran en el flanco este, correspondientes a la Formación Cuesta del viento de una edad estimada de  $\sim 19,5$  Ma, localizada puntualmente en el extremo occidental de la Sierra Negra, en Precordillera Occidental. Está conformada en su base por conglomerados polimícticos con areniscas y tobas intercaladas (Alonso et al., 2011). Los depósitos se corresponden con sistemas proximales, de alta pendiente y energía; y distales arenopelíticos de sistemas que drenan al este. En la sección superior de esta formación, se identificó un paleoambiente lacustre, compuesto predominantemente por lutitas, con la participación de tobas (por caída de cenizas), junto con niveles de menor espesor de areniscas y lechos de conglomerados polimícticos (Alonso, 2011). Por encima, se encuentra la Formación Rodeo, la cual se compone de un miembro inferior denominado Lomas del Campanario conformado por depósitos asociados a la actividad volcánica intracuencal. De este modo, la base de la formación, está compuesta por conglomerados de carácter poligénico entre capas de areniscas piroclásticas y depósitos de flujos y oleadas piroclásticas (Alonso, 2011). Por otra parte, el miembro superior denominado Las Flores está compuesto de conglomerados

con una transición a lutitas masivas, areniscas finas y lechos de yeso (Ré et al., 2003; Alonso et al., 2011). Este último registra el impacto sobre la cuenca causado por el levantamiento de la Cordillera de Colangüil; y la consecuente progradación de cuñas clásticas hacia el techo de la unidad. Superpuesto, se observó un episodio evaporítico de gran importancia, el cual dio origen a depósitos de yeso de espesores considerables, cuyas rocas representan la acumulación de un amplio sistema tipo *playa lake* (Furque 1979; Gagliardo et al., 2001; Alonso et al., 2008; Alonso, 2011).

Hacia el techo del relleno sedimentario de la cuenca, se han observado depósitos aluviales cuaternarios identificados como las unidades formacionales de Iglesia y Tudcúm (Furque, 1979). Las unidades cuaternarias representan los depósitos progradacionales, gravitacionales y/o fluviales proporcionados a partir de la erosión y el transporte de rocas provenientes tanto de Cordillera como Precordillera. Como resultado de diversos trabajos sedimentológicos realizados en la comarca, es posible reconocer dos unidades litoestratigráficas, definidas como Formación Tudcúm (Furque, 1979), y Formación Iglesia (Cardó y Díaz, 1999), y algunos depósitos de diatomitas. La Formación Iglesia está conformada por una secuencia de depósitos pedemontanos del sector oriental de la región al pie de la Precordillera. (Cardó y Díaz 1999). La componen conglomerados gruesos, con matriz arenosa en los que los clastos corresponden esencialmente a rocas sedimentarias precordilleranas. La Formación Tudcúm, definida por Furque (1979), presenta unos 50 m de potencia, los cuales se apoyan discordantemente sobre los depósitos neógenos al oeste de los ríos Blanco e Iglesia. Se trata de pefitas medianas a finas, macizas, cuya composición está dominada por clastos de rocas ígneas riolitas, andesitas, granodioritas y algunas

variedades volcánicas subordinadas. También pueden encontrarse clastos de sedimentitas carboníferas de Cordillera Frontal (Furque, 1979).

		Cuenca de Iglesia		Condiciones hidrogeológicas asociadas	Ciclo Orogénico y fases	
Cuaternario	Holoceno	Formación Tudcúm		Unidades de reservorio, acuíferos libres cuaternarios, permeables	Ciclo Ándico	Fase Diaguitica
	Pleistoceno					
Neógeno	Plioceno	Formación Rodeo	Mb. Las Flores	Intercalaciones de unidades de reservorio (acuíferos confinados - semiconfinados, poco permeables, acuitardos (?)), sello y de basamento hidrológico tanto del acuífero Cuaternario como Neógeno		Fase Quechua
	Mioceno		Mb. Lomas del Campanario			
			Formación Cuesta del Viento		Condiciones similares a las de la F. Rodeo (?)	

Figura 3.3: Cuadro crono-estratigráfico del relleno de la cubierta sedimentaria de la cuenca de Iglesia (modificado de Cardó y Diaz, 1999; Cortés et al., 1999; Alonso, 2011).

### **3.3 Línea de base hidrogeológica y geoelectrica de la cuenca de Iglesia**

A modo de resumen y teniendo en cuenta el análisis de estudios previos, a continuación, se detallan las distintas rocas que forman parte de la cuenca de Iglesia, haciendo foco en sus propiedades hidrogeológicas observadas. Partiendo desde el basamento geológico/hidrogeológico de la cuenca, las rocas que lo componen (en gran parte de edad paleozoica) en general han sido consideradas como no acuíferas,

por la elevada compactación y diagénesis que han sufrido las rocas sedimentarias; sumado a una ausencia casi total de poros en las rocas graníticas que también lo conforman (CRAS, 1982; Gonzalez et al., 2020). De todos modos, también ha sido propuesto como un posible acuífero pobre, en el caso de que se haya desarrollado una permeabilidad secundaria asociada al diaclasamiento y/o fracturación del macizo rocoso (CRAS, 1982). Dentro de las unidades neógenas mencionadas anteriormente que forman parte del relleno de la cuenca de Iglesia, se encuentra la Formación Rodeo, la cual está compuesta por los Miembros Lomas del Campanario y Las Flores (Mioceno medio- Plioceno) (Furque, 1979). Estas son equivalentes a las unidades descritas por Eder y Wetten (1975) representadas por el Grupo Iglesia, compuesta a su vez por las Formaciones Lomas del Campanario y Las Flores. En este sentido, al citar estas últimas formaciones en la bibliografía, en este texto se hará referencia de manera análoga a los Miembros homónimos. Estudios previos, describieron a la Formación Lomas del Campanario, partiendo desde su base con un nivel aglomerádico compuesto por materiales piroclásticos de composición meso-silícica. Observaron sedimentos clásticos cementados por material volcánico, de baja permeabilidad, los cuales no han sido considerados como un nivel acuífero en la cuenca (CRAS, 1982). Hacia el techo, se han observado depósitos conglomerádicos, compuestos por rocas piroclásticas, por la erosión del nivel aglomerado, y por rocas sedimentarias del Paleozoico. Además, contiene intercalaciones de capas de areniscas finas a gruesas (Eder y Wetten, 1975; CRAS, 1982). La Formación Las Flores también ha sido caracterizada de base a techo en relación a su composición litológica, según estudios realizados por los autores antes mencionados. De este modo, identificaron en la parte basal sucesiones sedimentarias integradas por areniscas tobáceas finas a gruesas, con clastos aislados de lutitas, grauvacas y

granitos. Además, definieron niveles conglomerádicos finos a gruesos con clastos de igual composición y areniscas cuarzosas. Hacia el techo, completaron la secuencia grano-decreciente con rocas compuestas por limolitas y arcillitas, con proporciones menores y/o aisladas de areniscas finas y conglomerados (Eder y Wetten, 1975; CRAS 1982). En general, las secuencias neógenas se caracterizan por una importante proporción de material intersticial, así como un mayor grado de compactación y diagénesis, lo cual puede condicionar su porosidad efectiva final (CRAS, 1982).

En su contraparte, los sedimentos cuaternarios que integran las llanuras aluviales antiguas, modernas y especialmente actuales son de gran importancia desde el punto de vista hidrogeológico; ya que constituye el acuífero (libre) más importante de la cuenca de Iglesia. Son depósitos aluviales-fluviales de gran variabilidad litológica y granulométrica, denominados en general bajo el término de fanglomerados (CRAS, 1982). Además, en estos estudios previamente mencionados, se determinaron zonas con espesores de relleno aluvial saturado variable, entre 30 y 100 m.

Para poder corroborar las aptitudes hidrogeológicas de las unidades antes mencionadas, el CRAS (1982) realizó perforaciones en la localidad de Iglesia. En zonas en donde aflora el techo de la unidad de la Formación Lomas del Campanario, determinaron un nivel acuífero de areniscas entre los 77 y 114 m de profundidad, en el cual estimaron un caudal de 1,427 l/h. En este sentido, otros pozos llevados a cabo sobre la Formación Las Flores permitieron detectar capas de areniscas finas a menos de 100 m de profundidad. Estas se caracterizaron por ser acuíferas, surgentes, con caudales variables entre los 3000 y 6000 l/h, cuya agua es termal, teniendo en cuenta temperaturas superiores a la media anual de 15.7°C de la cuenca (véase tabla 1). Por otra parte, el caudal promedio del acuífero cuaternario medido en la localidad de La

Laguna (ubicada al sur del pueblo de Bella Vista) fue de 193400 l/h (Fig. 3.4) (CRAS, 1982). Los resultados que obtuvieron, indicaron que las unidades neógenas serían portadoras de niveles acuíferos, confinados y con caudales significativamente menores que los existentes en los sedimentos de los acuíferos cuaternarios. Siendo el acuífero cuaternario libre, el de mayor preponderancia, algunos trabajos realizados en la cuenca se han focalizado principalmente en estudiarlo y analizarlo (CRAS, 1982). De este modo y teniendo en cuenta como línea de base sus condiciones hidrogeológicas, se han considerado a los sedimentos neógenos desde el punto de vista hidrogeológico y económico como una unidad impermeable, pasando a formar parte de su basamento.

En el contexto de la descripción de la base hidrogeológica de la zona de estudio, es relevante mencionar que los autores previamente citados también llevaron a cabo mediciones de conductividad, temperatura y pH de los distintos aportes de agua que se encuentran en la cuenca (CRAS, 1982; Hinzer et al., 2021). En términos generales, detectaron valores que oscilan entre los 200 y 530 micromho/cm (o resistividades entre 50 y 18 ohm.m respectivamente) para los arroyos cordilleranos (CRAS, 1982). Además, muestras de agua tomadas y analizadas por Hinzer et al. (2021), permitieron estudiar con mayor detalle las características de los distintos manantiales, vertientes, pozos de agua, entre otros disponibles en la localidad de Pismanta y zonas aledañas. Por un lado, se analizaron muestras de vertientes naturales, pozos surgentes y volcanes de lodo, tanto calientes como frías, asociados en su mayor parte con fuentes de agua subterránea provenientes de las unidades neógenas de la cuenca. Estas arrojaron valores de pH neutro-alcalino con un rango entre los 6,8-10,3, siendo la media de 9,1, mientras que los de conductividad eléctrica van de los 442  $\mu\text{mho/cm}$  a 1107  $\mu\text{mho/cm}$ , el valor de la media es de 659  $\mu\text{mho/cm}$ .

Estos valores equivalen en resistividad a 22,62 ohm.m, 8,95 ohm.m y 15,17 ohm.m respectivamente. Puntualmente, estos valores son compatibles con los medidos por el CRAS (1982) en los Baños de Pismanta, los cuales arrojaron un valor de 547  $\mu\text{mho/cm} = 18,28 \text{ ohm.m}$ . Las temperaturas medidas van de los 14 a 27°, llegando alcanzar puntualmente 43° en los Baños de Pismanta. A pesar de que los baños de Pismanta se encuentran dentro del afloramiento neógeno, próximo al sur de esta se observó una zona de tránsito del acuífero libre cuaternario por lo que una zona de mezcla podría ser considerada (Fig. 3.4). Por otro lado, también analizaron muestras de agua superficial obtenidas del arroyo de Agua Negra, ubicado al norte de la localidad de Pismanta (Fig. 1.1). Las mediciones realizadas indicaron valores de pH ácido-neutral (pH 6,2-7,3), un valor de conductividad de 466  $\mu\text{mho/cm} = 21,46 \text{ ohm.m}$  y temperaturas que rondan entre los 7,5–10,5 °C (dependiendo la fecha de medición) (Hinzer et al., 2021).

Según los parámetros establecidos en trabajos realizados por el CRAS, (1982), a partir del estudio conjunto de datos de pozos y sondeos eléctricos verticales (SEVs) se han propuesto resistividades de 100 a 200  $\Omega\text{.m}$  para el aluvión saturado y una resistividad menor a 15  $\Omega\text{.m}$  para las rocas neógenas (Formación Las Flores = Miembro Las Flores), llegando a alcanzar en algunas ocasiones los 25  $\Omega\text{.m}$  (CRAS, 1982) (Fig. 3.4). De este modo, teniendo en cuenta datos de mediciones de pozos y estudios de geoelectrónica realizados en la cuenca, trazaron un esquema tentativo de la red de flujo de agua subterránea, teniendo en cuenta la geometría de la cuenca dada precedentemente y considerando la porosidad eficaz del 10% calculada previamente por estos autores, lo que les permitió obtener un volumen almacenado estimado de 979,2  $\text{km}^3$  (Fig. 3.4).

En zonas aledañas a la comarca de trabajo, obtuvieron valores de resistividad de 180  $\Omega$ .m para el aluvi3n saturado, en un espesor de 32 m y una profundidad promedio de la superficie freática de 38 m. Tambi3n se determinaron resistividades de 320  $\Omega$ .m en niveles someros del relleno de la cuenca, interpretados como dep3sitos aluviales secos, los cuales solamente funcionarían como una zona de infiltraci3n o recarga del acuífero cuaternario libre (CRAS, 1982). En este sentido, las nuevas tomografías 2D analizadas en este trabajo, han tenido en cuenta los parámetros preestablecidos por los trabajos anteriormente mencionados.

Finalmente, y con el objetivo de poder evaluar una cierta continuidad de las estructuras y litologías observadas al norte de Pismanta, así como posibles niveles de superficie superior del acuífero, se plantearon las mediciones de los perfiles geofísicos al sur de la comarca de Pismanta (Fig. 1.2).

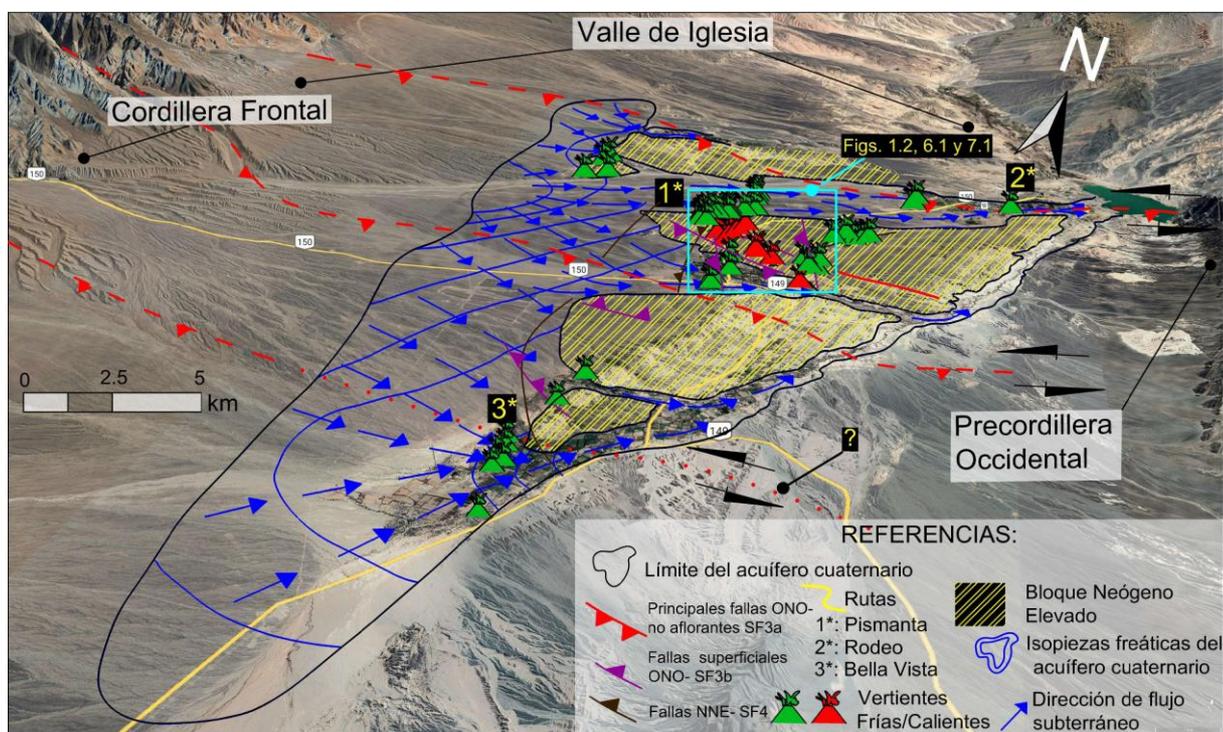


Figura 3.4: Imagen satelital en perspectiva del valle de Iglesia, con la representación de las distintas vertientes frías y calientes (símbolos de volcanes) reconocidas en el área. Las líneas negras representan los límites del

**“CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA-GEOFÍSICA DEL SISTEMA GEOTERMAL EN LA ZONA DE PISMANTA. IGLESIA. SAN JUAN. ARGENTINA”.**

**AUTOR: FRANCO GERMÁN CLAVEL**

---

acuífero cuaternario, mientras que las líneas azules muestran las isopiezas freáticas del acuífero cuaternario. La superficie demarcada por líneas amarillas resalta los bloques elevados neógenos respecto al basamento económico del acuífero cuaternario. De este modo, puede observarse como el control estructural de estos afloramientos afecta la circulación del agua subterránea somera. Las flechas azules muestran la dirección del gradiente del flujo del agua subterránea. La imagen del satélite Landsat/Copernicus fue extraída desde el programa Google Earth. Toda la base de datos hidrogeológica representada en esta figura ha sido tomada y modificada del CRAS (1982). El signo de interrogación marca una posible continuación de la falla de basamento observada en el extremo occidental de la cuenca de Iglesia.

## **CAPÍTULO 4:**

### **4.1 Análisis de las líneas de reflexión sísmica**

#### **4.1.1 Procesamiento de datos de reflexión sísmica**

La base de datos del IGSV (Instituto Geofísico Sismológico Volponi) en la cuenca de Iglesia contiene datos sísmicos con formato de *pre-stack* SEG Y (Fig. 1.1). Estas secciones sísmicas fueron adquiridas entre 1980-1981 a partir de fuentes activas (explosivos) con 48 canales, realizados por Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF). La mala calidad de los datos originales de las secciones sísmicas N-S (5334a y 5335), hizo necesario un nuevo procesamiento utilizando una secuencia estandarizada para mejorar la calidad de las mismas. Esta secuencia está basada en *pre-stacking*, *stacking* y *post-stacking* (Yilmaz, 1987; 2001). En la fase de *pre-stacking*, numerosos procesos fueron desarrollados tales como la edición de trazas, preparación de la geometría, ganancia de la amplitud (Claerbout, 1985), filtrados, análisis de frecuencia, deconvolución o filtrado inverso, correcciones estáticas por refracción (Cox, 1999), y el análisis de velocidad (Al-Chalabi, 1973; Hubral y Krey, 1980). En la etapa de *stacking* se aplicó el método de maximización de *power stack*, el cual fue usado con el fin de calcular las correcciones estáticas residuales y de esta manera remover la distorsión en el tiempo de alta frecuencia (Ronen y Claerbout, 1985), mientras que el análisis de velocidad fue llevado a cabo por el método de la constante de velocidad (Yilmaz, 2001). En la etapa de *post-stacking*, se aplicó el método de deconvolución 4D (Butler, 2012). De este modo, el ruido incoherente fue

eliminado por el método de deconvolución F-X (Yilmaz, 2001). El análisis e interpretación de las secciones TWT reprocesadas facilitaron el reconocimiento de las secuencias sísmicas, las cuales fueron asociadas a los límites de secuencias establecidos previamente por Gonzalez et al., (2020) (Fig. suplementaria 13.1). El mapa estructural analizado de basamento en este estudio fue construido por Gonzalez et al., (2020), y luego modificado por Christiansen et al., (2021). Estos autores convirtieron las líneas sísmicas a profundidad en metros teniendo en cuenta la ley de velocidad de 1 segundo TWT equivalente a 2174 m. Luego, el mapa fue construido por la interpolación de los valores del techo de basamento definidos en las líneas sísmicas tanto N-S como las O-E, utilizando el método de co-kriging implementado en el software GeoModeller (Chiles et al., 2004; McInerney et al., 2005; Gonzalez et al., 2020; Christiansen et al., 2021).

#### **4.1.2 Resultados del análisis de las líneas de reflexión sísmica:**

El análisis de las líneas sísmicas N-S en la cuenca de Iglesia resalta estructuras complementarias a aquellos sistemas de fallas N-S ampliamente reconocidos en estudios previos. En este sentido, y partiendo del estudio de la línea sísmica 5335, se pudieron observar *offsets* correspondientes a las secuencias sísmicas asociadas con las estructuras de basamento (SF3a). De este modo, una serie de fallas han sido reconocidas a lo largo de la línea sísmica N-S, las cuales en su mayoría fueron agrupadas en dos zonas principales. Las fallas septentrionales serán referidas de aquí en más como la zona de fallas de Río Jáchal, la cual es interpretada en este caso como un plano falla subvertical principal, asociado a un comportamiento de carácter inverso, afectando a las secuencias desde la S1 a la S7

(Fig. 4.1a). El buzamiento del plano de la falla ha sido interpretado sobre la base de la observación de los *offsets* subverticales y a todo el ruido en la parte superior de esta área afectada, posiblemente relacionada con la zona de daño, sobre la cual fallas de menor jerarquía y subsidiarias a esta han sido identificadas (Figs. 4.1a, b).

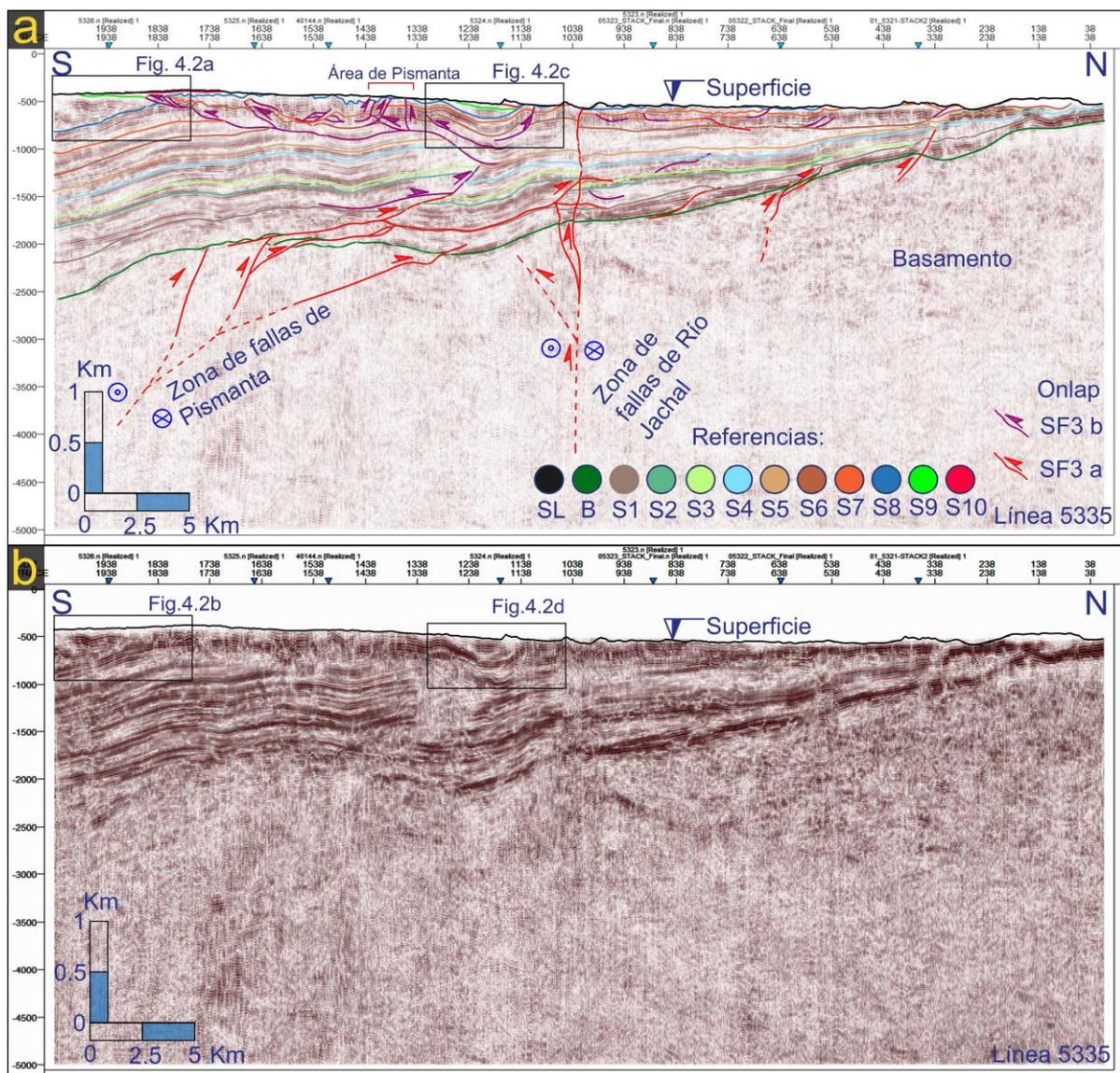


Figura 4.1: a) Línea de reflexión sísmica N-S 5335 con las interpretaciones superpuestas. b) Línea de reflexión sísmica N-S 5335 sin modificaciones. Ambas figuras presentan escalas verticales en milisegundos (TWT) con sus correlativas escalas verticales, mientras que las escalas horizontales presentan referencias en km.

En el sector sur de la línea de reflexión sísmica se observó otra zona con estructuras de basamento SF3a. Estas serán referidas como la zona de fallas de

Pismanta, de carácter inverso, imbricadas y con vergencia septentrional, las cuales se propagan hacia la cubierta sedimentaria basal de esta depresión. Se encuentran formando de manera subsidiaria, un sistema complejo de estructuras de piel fina SF3b, afectando a la totalidad del relleno sedimentario de la cuenca (Figs. 4.1a, b). En esta zona, se identificó el desarrollo de una estructura principal asociada, la cual se interpretó como una cuña estructural de piel fina de intracuenca, con vergencia hacia el norte (Fig. 4.1a). La edad propuesta para el desarrollo de este sistema ha sido establecida teniendo en cuenta la presencia de estratos de crecimiento tanto en el limbo dorsal (Fig. 4.2a, b), como en el frontal (Fig. 4.2c, d) del bloque colgante del despegue principal de primer orden (SF3a), de la zona de fallas de Pismanta (Figs. 4.1a y 4.2). Los estratos de crecimiento evidencian la presencia de reflectores dispuestos en *onlap* contra el limbo dorsal de esta estructura antes mencionada, con un decrecimiento continuo del ángulo de buzamiento, de base a techo. Por otro lado, en el limbo frontal se observa una estructura sinclinal con reflectores en disposición *onlap* con ángulos decrecientes de base a techo. En ambos limbos se identificaron las secuencias S9 y S10 (?) (Fig. 4.2). Cerca de la superficie de la localidad de Pismanta, varias fallas con vergencia norte y sur se observan relacionadas al techo pasivo de este sistema estructural mencionado anteriormente, involucrando las secuencias desde la S6 a la S8 (Fig. 4.1a).

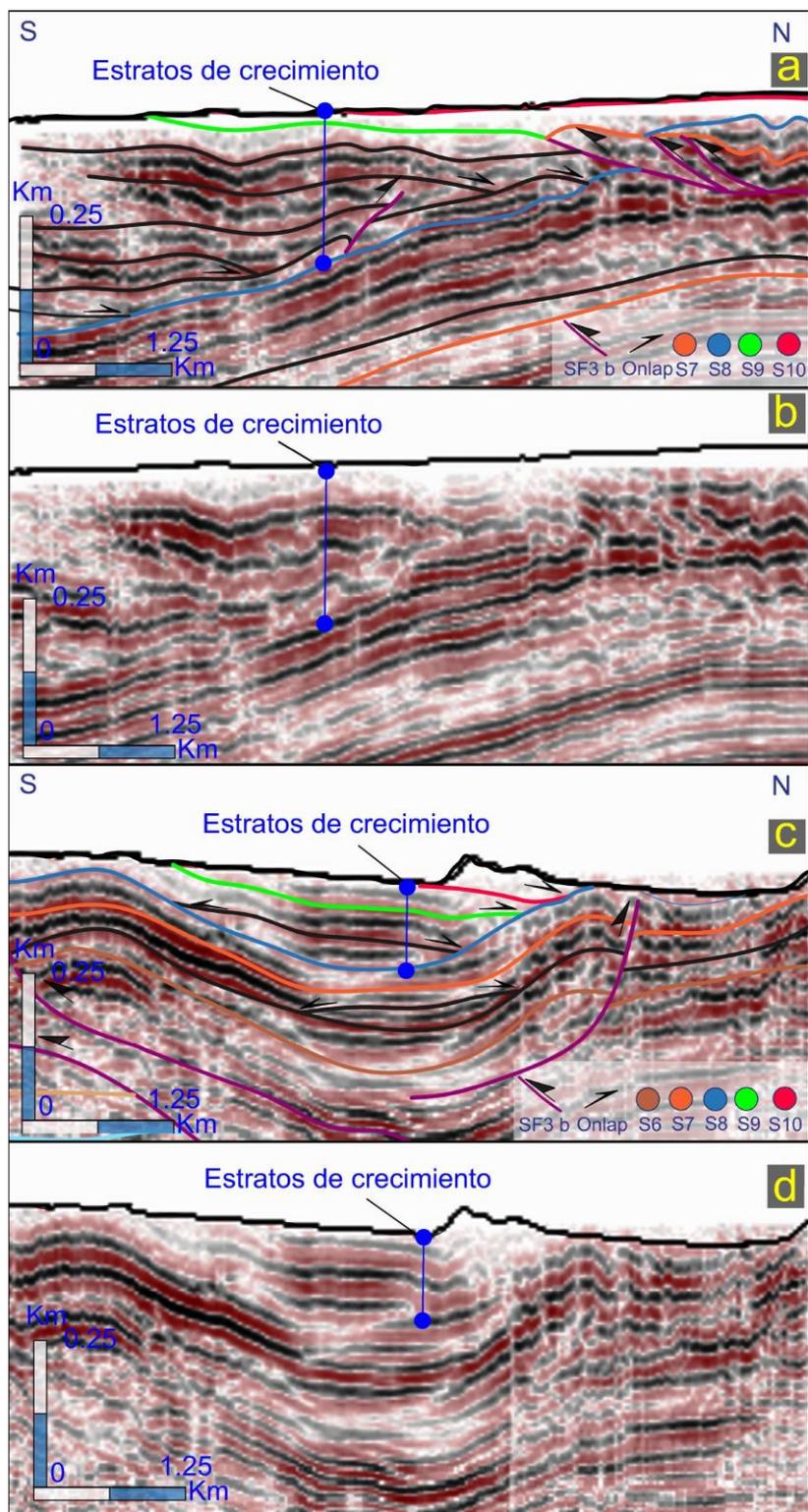


Figura 4.2: Estratos de crecimiento observados en la línea de reflexión sísmica 5335 (ver locaciones en las Figs. 4.1a, b). a) Estratos de crecimiento en las secuencias “S9” y “S10” (?) interpretados en el limbo dorsal desarrollados por la zona de fallas de Pismanta. b) Limbo dorsal sin interpretaciones de los estratos de crecimiento. c) Estratos de crecimiento en las secuencias “S9” y “S10” (?) interpretados en el limbo frontal desarrollados por la zona de fallas de Pismanta. b) Limbo frontal sin interpretaciones de los estratos de crecimiento.

En la línea de reflexión sísmica 5334a, la zona de fallas de Río Jáchal también ha sido identificada. Esta presenta estructuras de basamento, contraccionales y de doble vergencia, las cuales posiblemente se unen en profundidad en una única estructura vertical, similar a la observada en la línea sísmica 5335 (Fig. 4.3a). Sobre la base de este carácter de doble vergencia y la disposición vertical exhibida en este sector noroccidental de la cuenca, se interpretó de manera tentativa una estructura en flor positiva (?) (Figs. 4.3a y b). Esta afecta principalmente al basamento y a las secuencias sedimentarias por encima de la S6 (Figs. 4.3a y b). Algunos trabajos como los de Alvarez Marrón et al. (2006) o Perucca y Bastías (2013), han propuesto previamente este tipo de estructuras dentro de la cuenca, asociadas a fallas transpresivas con tendencia N-S. Hacia el sur, la otra zona de fallas Pismanta definida previamente en la otra línea sísmica 5335, también se identifica en esta línea de reflexión sísmica. Las fallas se presentan imbricadas y con una vergencia principal hacia el norte. Contrariamente a la zona de fallas de Pismanta de la línea sísmica 5335, en este extremo oeste de la cuenca este sistema se encuentra menos desarrollado, probablemente asociado a una menor deformación, registro y potencia de las secuencias sedimentarias abarcadas entre la S1 y la S4 (Fig. 4.3a). Por otro lado, las secuencias S8, S9, S10, S11(?), y la S12 (?) abarcan un mayor desarrollo en esta parte de la cuenca, cuya interpretación ha sido previamente expuesta en trabajos anteriores, asociada a la migración paulatina y reciente (Plioceno-Cuaternario) del depocentro de la cuenca hacia el oeste durante la depositación de las secuencias superiores (Gonzalez et al., 2020) (Fig. 4.3a). El periodo de tiempo propuesto para el desarrollo de esta estructura se estableció a través de la relación temporal que puede observarse en los estratos indicados por los reflectores dispuestos en *onlap*, pertenecientes a las secuencias S9 y S10. Estos estratos se apoyan contra el limbo

frontal y charnela de esta gran estructura interpretada como pliegue por propagación de primer orden, asociada a la zona de fallas de Pismanta, la cual afectaría a todas las secuencias abarcadas entre la S1 y la S8 (Fig. 4.3a y b). En este sentido, puede observarse su relación con la zona de fallas de Pismanta, las cuales afectaron al basamento, y al relleno sedimentario, impulsando el desarrollo del pliegue (Fig. 4.3a). Hacia el sur de la zona de fallas de Pismanta, en el limbo dorsal de este pliegue de primer orden, un conjunto de fallas inversas con buzamiento hacia el sur se observó afectando tanto al basamento como a la cubierta sedimentaria (Fig. 4.3a).

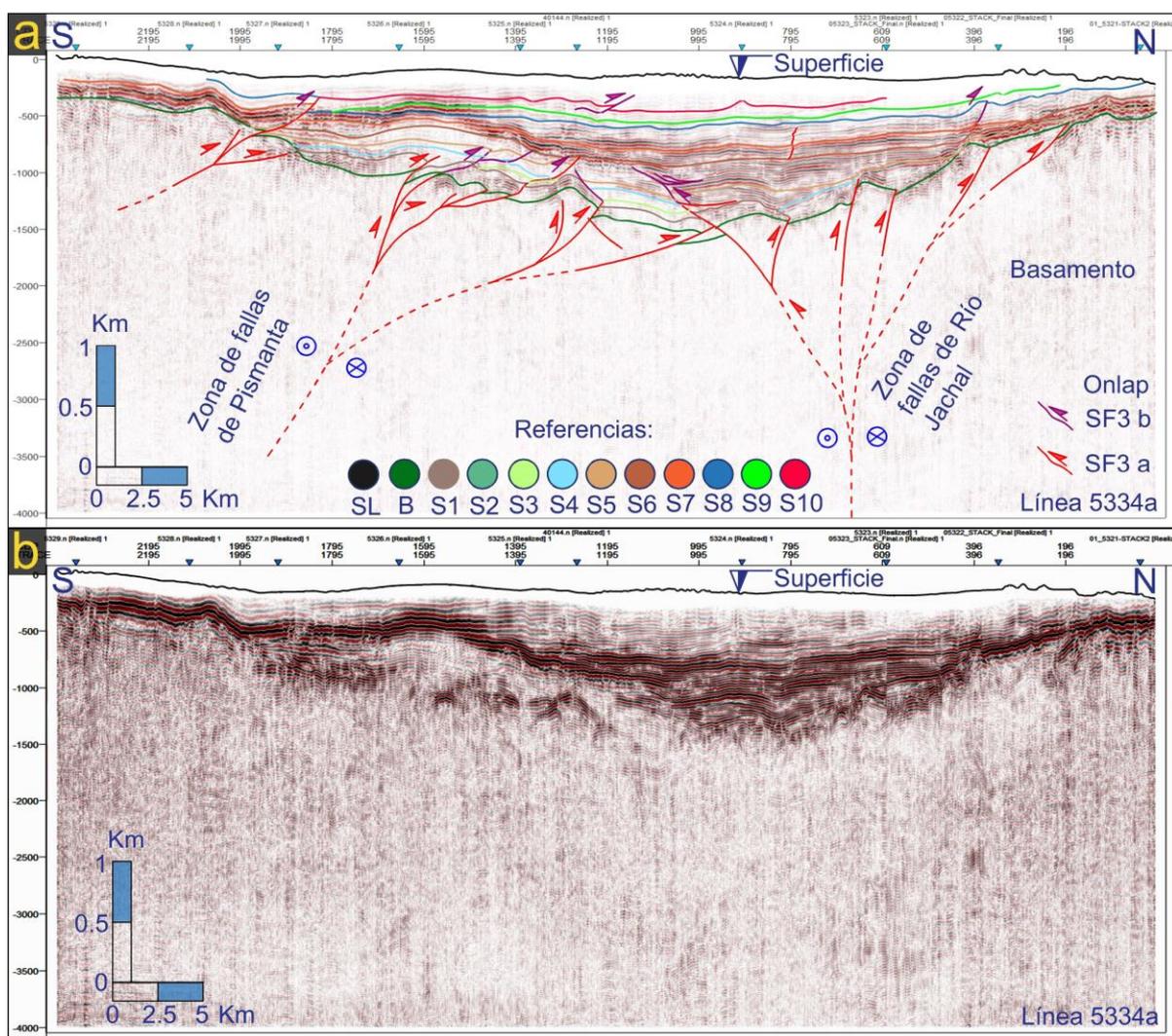


Figura 4.3: a) Línea de reflexión sísmica N-S 5334a con las interpretaciones superpuestas. b) Línea de reflexión sísmica N-S 5334a sin modificaciones. Ambas figuras presentan escalas verticales en milisegundos (TWT) con sus correlativas escalas horizontales, mientras que las escalas horizontales presentan referencias en km.

## **CAPÍTULO 5:**

### **5.1 Análisis de la gravedad satelital-regional:**

#### **5.1.1 Metodología de gravedad satelital-regional terrestre**

##### **5.1.1.1 Mediciones y procesamiento gravimétrico de precisión (gravimetría regional medida)**

Los datos de gravedad en el área de estudio fueron tomados con un gravímetro de última generación, Scintrex CG 5 (Figs. 5.1a y b) el mismo produce lecturas de gravedad en mGal, corregidas por deriva instrumental, marea luni-solar, vibraciones, desniveles y temperatura mediante una adecuada calibración de los parámetros en el software. Las mediciones tienen una precisión de 0,005 mGal, debido a la calibración (deriva de sus sistemas elásticos) realizada por el Instituto Geofísico y Sismológico Volponi (Ruiz et al., 2008; 2011; Leiva et al., 2015). El gravímetro Scintrex CG 5 mide 6 veces por segundo y promedia las lecturas cada 1 minuto. Luego del ciclo de lecturas se aplican automáticamente las correcciones antes citadas y se eliminan las lecturas que superen la desviación estándar del instrumento.

Los datos gravimétricos fueron adquiridos con un espaciamiento de 1 km, en cada punto de medición de gravedad, se midieron a su vez las coordenadas y la altura en m.s.n.m. mediante la utilización de un GPS diferencial Trimble. Las coordenadas de las estaciones de medición de gravedad se obtuvieron en pos-proceso mediante el software Trimble Business Center, las bases para el procesamiento se obtuvieron de las estaciones permanentes CSLO (Casleo, Barreal),

UNSJ (Universidad Nacional de San Juan) de la red nacional RAMSAC (Red Nacional de Monitoreo Satelital Continuo). El proceso se efectuó como red libre para asignar coordenadas a cada estación y luego se eliminaron errores con un proceso de red vinculada a las estaciones permanentes.

La anomalía de Bouguer fue calculada asumiendo una densidad de 2670 kg/m<sup>3</sup> (Hinze, 2003), mientras que el efecto de la topografía fue substraído considerando también una densidad de 2670 kg/m<sup>3</sup> (Nagy, 1966; Kane, 1962). La anomalía de Bouguer fue grillada con un espaciamiento de 1 km por el método de mínima curvatura (Fig. 5.1b). Con el objetivo de relacionar las anomalías gravimétricas con las estructuras de carácter cortical, se substrajo del mapa de anomalía de Bouguer el efecto gravimétrico producido por las estructuras regionales. Se optó por el método de continuación ascendente de anomalías (Jacobsen, 1987; Blakely, 1995), ampliamente utilizado en los campos potenciales, este método consiste en calcular el campo potencial a una altura determinada (Jacobsen, 1987; Pacino e Introcaso, 1987; Blakely, 1995; Gimenez et al., 2011). Esta transformación suaviza las cortas longitudes de onda, acentuando las anomalías más profundas. Se aplicó una continuación ascendente de 3 km para separar los efectos regionales de los residuales, de manera que dicha anomalía represente las estructuras de interés con profundidades de ~5 km. Posteriormente, se construyó un modelo 2D a partir de las densidades de las rocas del relleno sedimentario de cuenca (2450 kg/m<sup>3</sup>) y de basamento (2700 kg/m<sup>3</sup>), cuyos valores fueron extraídos de Christiansen et al. (2021). Los mismos se obtuvieron de muestras de campo, a las cuales se les calculó su densidad en laboratorio.

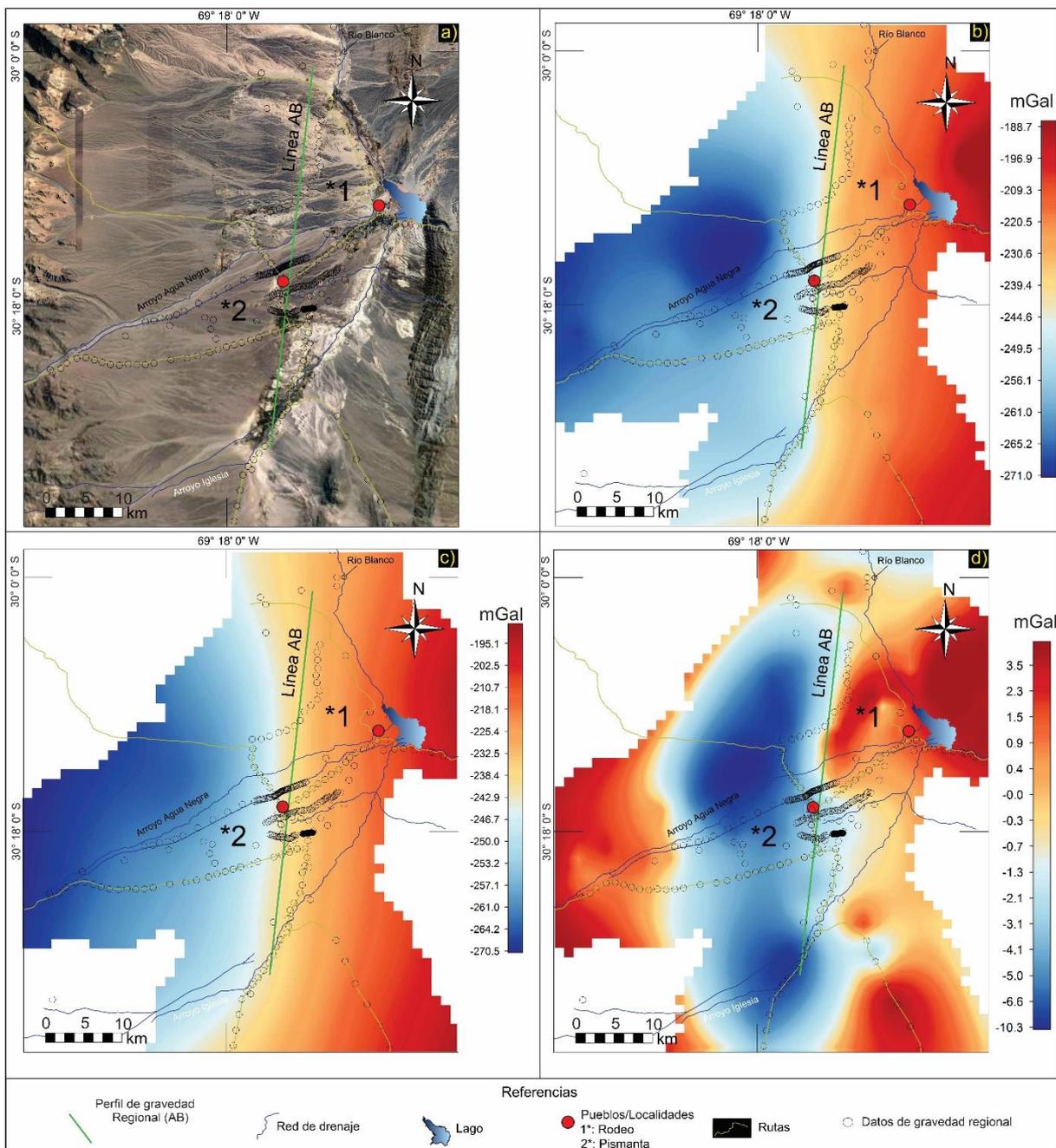


Figura 5.1: a) Imagen satelital de la cuenca de Iglesia. b) Mapa de anomalías de Bouguer para la cuenca de Iglesia. c) Mapa de la anomalía regional de Bouguer obtenida a partir de una continuación ascendente de 3 km. d) Mapa de la anomalía residual de Bouguer obtenida de la diferencia entre la anomalía de Bouguer y la regional de Bouguer. Con círculos negros se han marcado la ubicación de los datos de gravedad utilizados en esta tesis. La línea verde muestra el perfil de gravedad. Los puntos rojos muestran la ubicación de los pueblos de Rodeo y Pismanta. Además, las líneas azules y amarillas indican los ríos y rutas respectivamente en el área de estudio.

### 5.1.1.2 Adquisición de los datos de gravedad satelital

Debido a la escasez de datos de gravedad en el área de estudio, se utilizó el modelo de gravedad global (EGM 208) el cual abarca una extensa área (Figs. 1.1, 5.2a y b). Este modelo es una solución combinada de los datos derivados del satélite GRACE (ITG-GRACE03S, Mayer-Gürr, 2007) y una base de datos de gravedad global con una resolución espacial de 5' x 5'. La resolución espacial del modelo dependerá del número de armónicos esféricos. En este estudio se consideraron 2190 armónicos esféricos, los que proporcionan una profundidad de ~ 19 km (Li, 2001; Hofmann-Wellenhof y Moritz, 2006; Pavlis et al., 2008; Barthelmes, 2009; Pavlis et al., 2012). Las anomalías observadas representan estructuras regionales según esta escala de procesamiento. La anomalía de la gravedad fue calculada según Barthelmes (2009), mientras que los efectos topográficos fueron corregidos con el software desarrollado por Álvarez et al. (2012) (Fig. 5.2a).

Se realizó el cálculo del coeficiente de correlación entre la anomalía regional a 3 km de los datos de gravedad terrestre y el modelo EGM 2008. Este modelo de correlación fue de 0,98, la cual nos permitió validar los datos del modelo EGM del 2008 (Fig. 5.3). Para relacionar las anomalías de Bouguer con las estructuras de superficie fue necesario obtener una anomalía residual adecuada. Con este fin se estimó el efecto de gravedad generado en la cuenca por el relleno sedimentario, el mismo fue definido a partir del mapa de basamento obtenido en las interpretaciones sísmicas (véase capítulo 4). Luego, este efecto se extrajo de la anomalía de Bouguer, y la anomalía regional fue calculada por el método de continuación ascendente (Jacobsen, 1987). Finalmente, la anomalía residual (Fig. 5.2b) fue obtenida substrayéndola de la diferencia entre la anomalía de Bouguer y la regional. Debido a

la preponderancia de las estructuras N-S en los Andes en el área de estudio, además se calculó el gradiente horizontal con una dirección ONO, el cual permitió validar las estructuras transversales interpretadas y descritas en este estudio.

De este modo, 5 perfiles geofísicos N-S fueron construidos con datos de gravedad satelital, y correlacionados con las interpretaciones geológicas. Además, con el propósito de constreñir aún más los datos de las líneas de reflexión sísmica N-S, dos de estos perfiles fueron llevados a cabo sobre la locación de las líneas sísmicas N-S (5334a y 5335), los mismos se identifican como BB y DD, respectivamente. Los otros tres perfiles complementarios AA, CC y EE, se ubicaron tanto al oeste como al este de las líneas sísmicas antes mencionadas, siguiendo su orden desde el oeste al este (Fig. 5.2b).

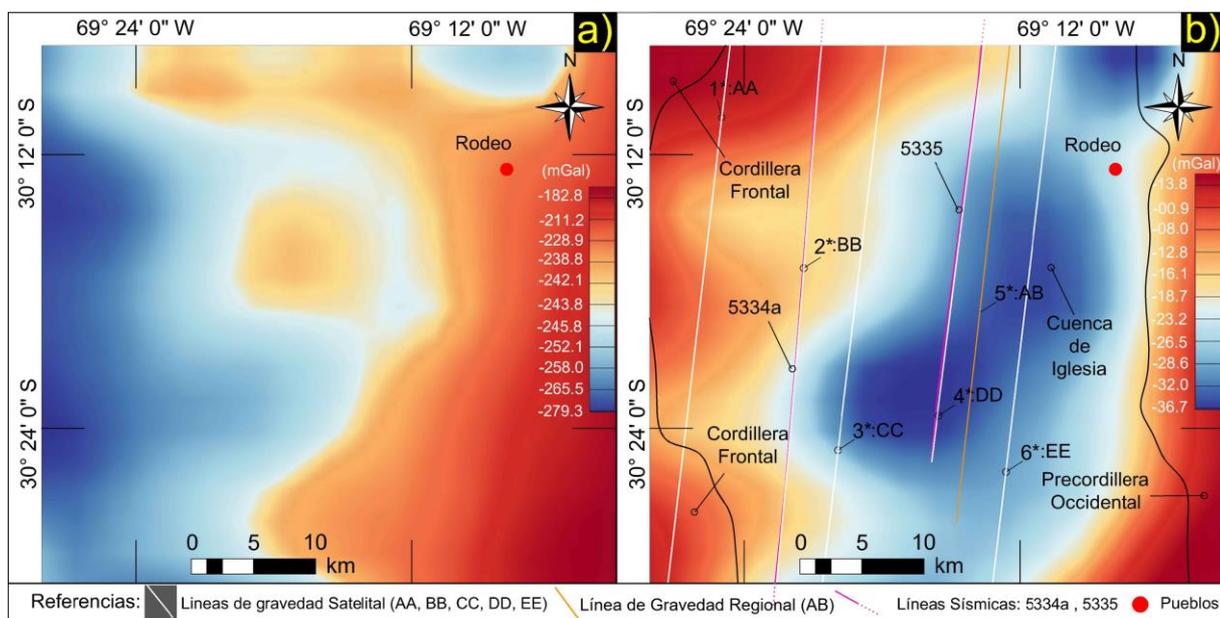


Figura 5.2: a) Mapa de anomalía de Bouguer a partir del modelo EGM 2008 del área de estudio. B) Mapa de anomalía residual de Bouguer. Con líneas negras se indican las principales unidades morfoestructurales del área de estudio.

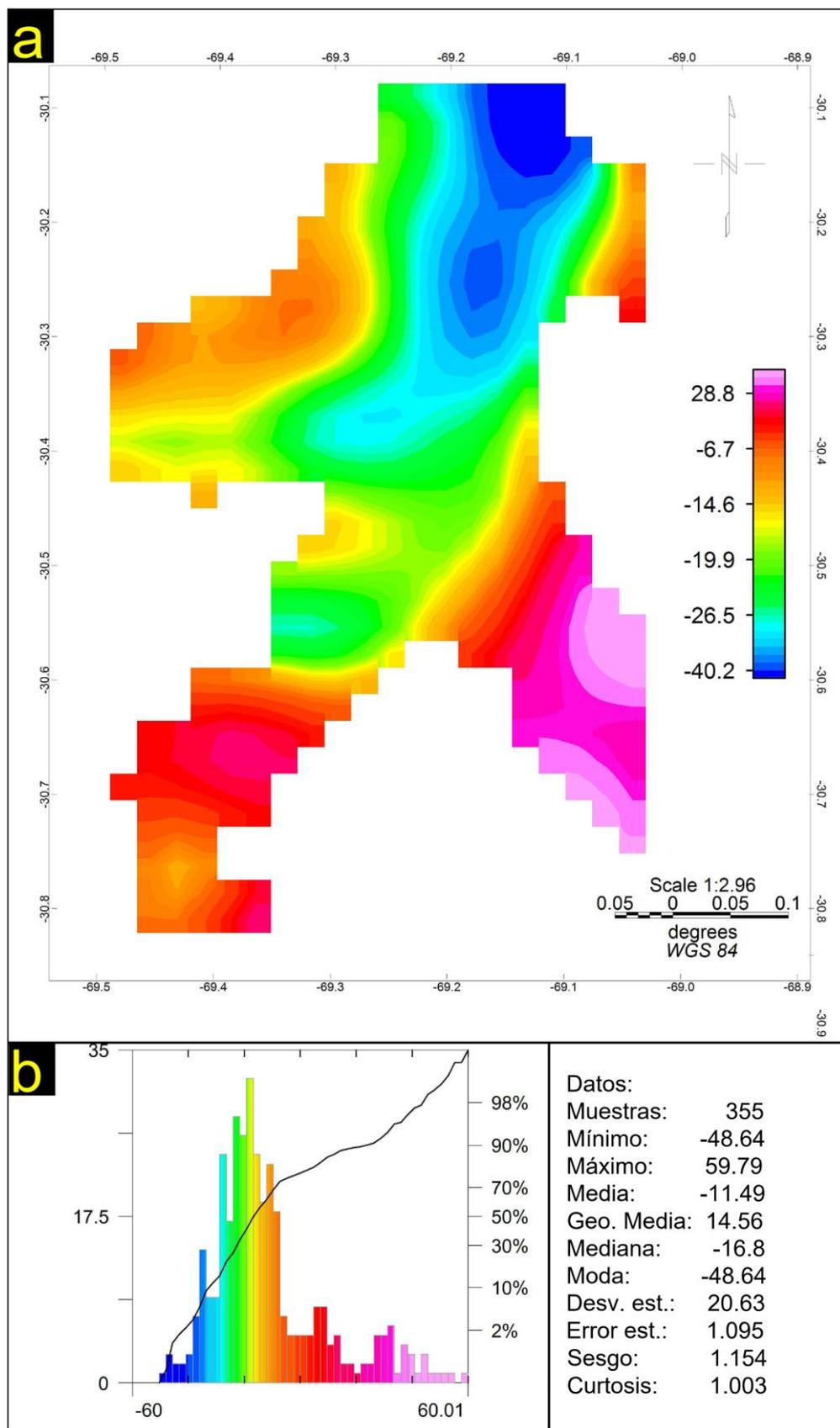


Figura 5.3: a) Mapa de la diferencia entre la anomalía según el modelo EGM 2008 y la anomalía de Bouguer regional a una altura de 3 km. b) Histograma del mapa de errores con sus respectivos parámetros estadísticos.

### **5.1.2 Análisis del perfil de gravedad local – modelo *forward*:**

En la figura 5.4, se presenta el modelo *forward* 2D de los datos de gravedad local medidos en la superficie a lo largo del perfil geológico AB. Este fue llevado a cabo inmediatamente al este de la línea sísmica 5335 (Fig. 1.1), el cual fue usado para constreñir aún más las estructuras de basamento en la cuenca. Los resultados obtenidos del modelado del basamento permitieron identificar un máximo positivo en la anomalía residual al norte del perfil, asociado con la localización de fallas de basamento (SF3a) y la pendiente regional en la cuenca, cuyas características también fueron observadas en la línea sísmica de reflexión 5335. En este sentido, la deformación del basamento obtenida del modelado del perfil AB permitió establecer una clara compatibilidad con la geometría del basamento identificada en la línea sísmica 5335 (Fig. 4.1), así como también con los bloques elevados asociados a las fallas oblicuas “SF3a” que lo afectaron tanto a este como al relleno de la cuenca de Iglesia. Por otra parte, al tener este perfil una relación de escala horizontal-vertical 1/1, no se pudo observar la morfología en cuña del relleno neógeno, hacia el norte de esta sección. Sin embargo, esta geometría sí se puede apreciar en el relleno de la cuenca, específicamente en la línea sísmica 5335. Esto se debe a que, en esta última, la exageración vertical es mayor que la horizontal (Fig. 4.1).

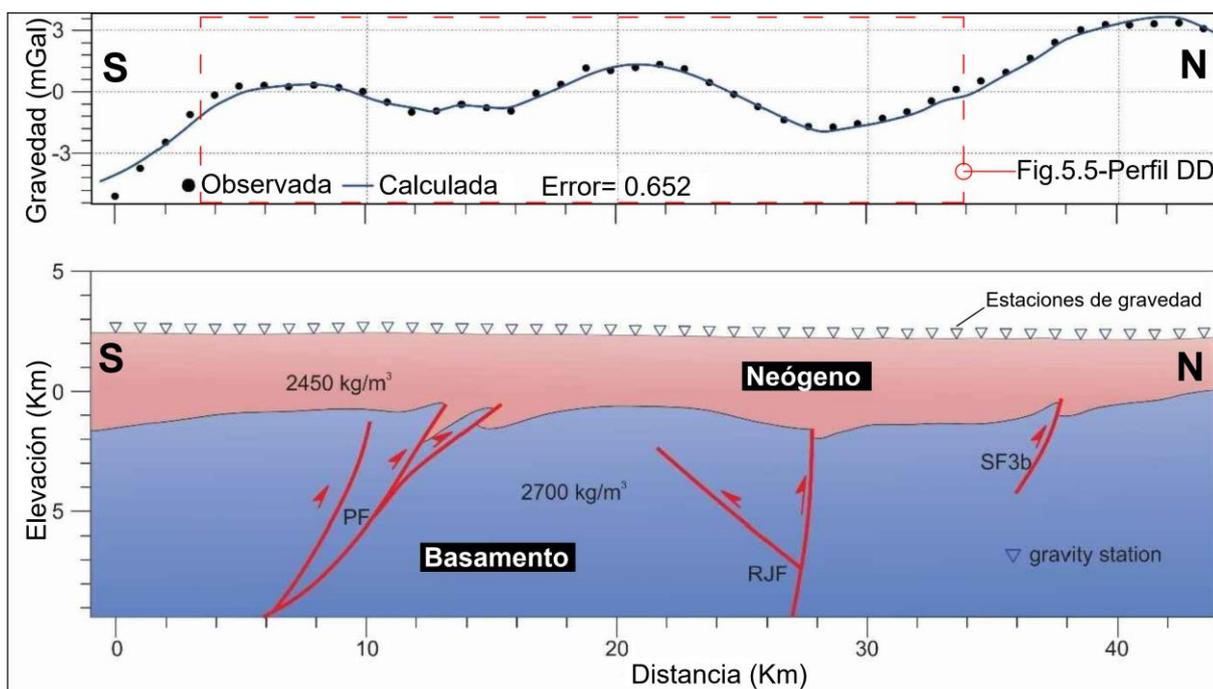


Figura 5.4: Modelo *Forward* del perfil procesado de la gravedad local AB, y el perfil geológico interpretado. Las abreviaciones “PF” indica la zona de fallas de Pismanta, mientras que “RJF” indica la zona de fallas de Río Jáchal, “SF3” representa a los sets de fallas 3.

### 5.1.3 Análisis de perfiles de gravedad satelital – mapa de gravedad direccional:

Para tener un mejor entendimiento de la posible continuidad de las estructuras transversales a los principales corrimientos N-S, se analizaron los datos de gravedad satelital abarcados por el área del mapa de basamento de la cuenca de Iglesia presentados en la figura 5.2a. Este mapa fue utilizado para corregir el nuevo mapa de gravedad satelital, considerando el espesor del relleno sedimentario de la cuenca (Fig. 5.2b). De esta manera, se utilizaron estos datos de gravedad para realizar 5 perfiles de gravedad localizados entre y superpuestos a las líneas de reflexión sísmica (Figs. 1.1 y 5.5). Adicionalmente, para poder analizar la existencia de posibles estructuras transversales a la cuenca y a los corrimientos de los Andes, se realizó un mapa complementario de gravedad direccional, el cual realiza las

anomalías de gravedad en dirección O-E (Fig. 5.6). El análisis fue realizado en una dirección en particular perpendicular a la tendencia general NNE de las fallas, con un azimut de  $146^\circ$ , cuyo valor propuesto es el resultado de la dirección principal ONO- y SES- de las fallas medidas en la localidad de Pismanta (Figs. 1.2)

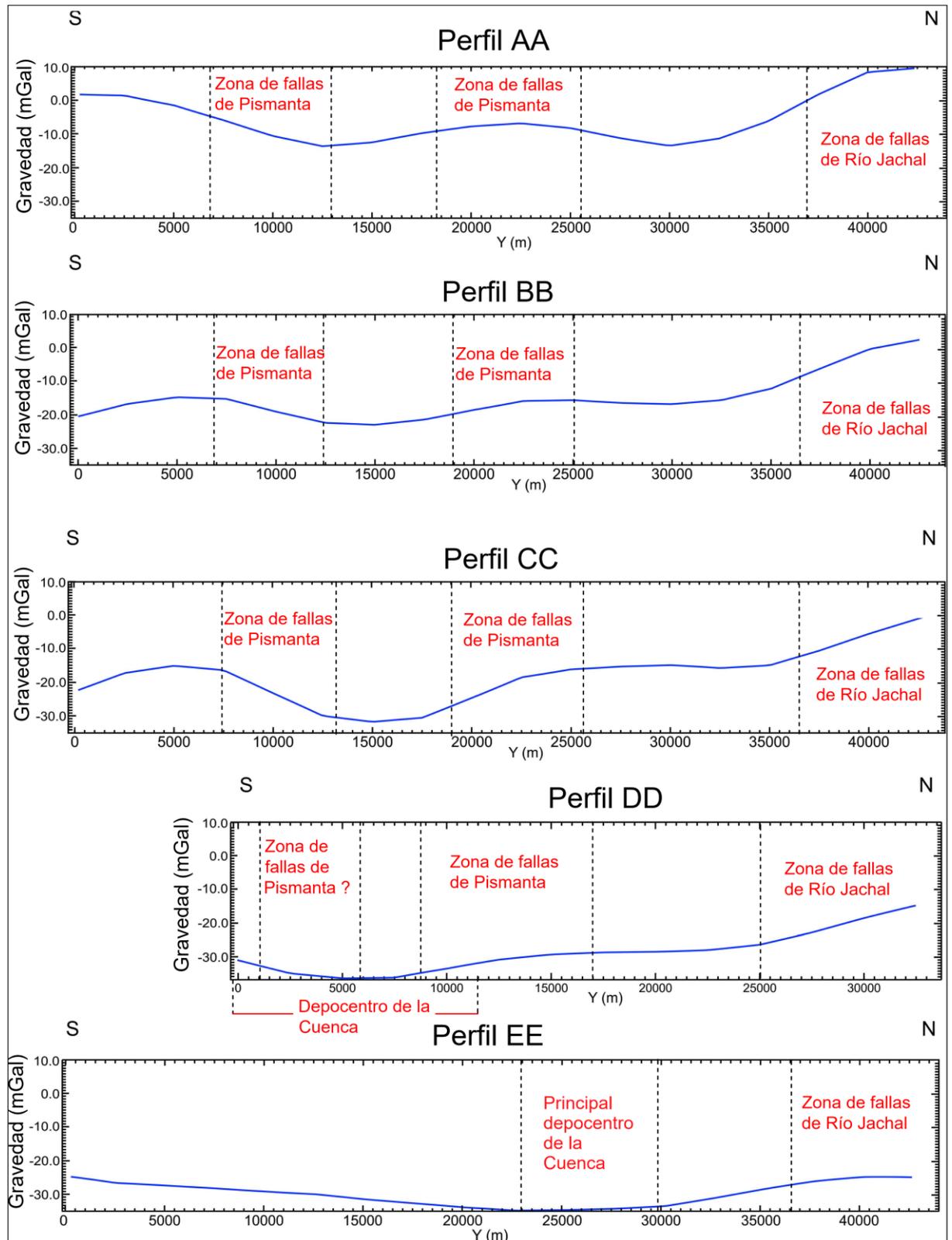


Figura 5.5: Perfiles de gravedad satelital procesados e interpretados, a partir del modelo EGM 2008 (Figs. 1.1 y 5.2b). Las escalas verticales reflejan los valores de gravedad en mGal, mientras que las escalas horizontales “Y” indican el largo de los perfiles en m. Las líneas discontinuas indican la presencia de valores de gravedad asociados

con posibles fallas y geometría del basamento. En estos casos estas estructuras han sido correlacionadas a las zonas de fallas de Pismanta y Río Jáchal (SF3a) interpretadas en líneas de reflexión sísmica y el modelo *forward* anteriormente mencionado. Del mismo modo se tuvieron en cuenta las interpretaciones de basamento.

En este análisis, se consideraron los puntos de inflexión a lo largo de la anomalía de gravedad, los cuales podrían indicar un contraste lateral de la densidad relacionado a estas estructuras ONO (SF3a). En el sector norte de los perfiles geofísicos AA, BB, CC, DD y EE se pudo observar un valor alto positivo de onda larga en la anomalía de gravedad residual. Contiguo al flanco sur de esta anomalía y la subsecuente anomalía de longitud de onda media de la anomalía de gravedad (hacia el sur), se pudo interpretar este resalto en la anomalía como un rechazo propio de una falla o un grupo de fallas (?). Su ubicación es espacialmente coincidente con la zona de fallas de Río Jáchal (Figs. 4.1a, 4.3a, 5.2b y 5.4). Por otra parte, en los sectores medios y australes de los perfiles geofísicos AA, BB, CC y DD, se pudo identificar picos positivos menores respecto a los valores de anomalía de gravedad de onda larga. Estos cambios, representados por sus puntos de inflexión, fueron elementos claves para analizar y correlacionar con los posibles cambios asociados a la deformación generada por la zona de fallas de Pismanta y otras fallas subsidiarias. De este modo, se pudo establecer y verificar una relación evidente entre estos cambios observados en la anomalía y estas estructuras mencionadas con vergencia hacia el norte. Se identificaron tanto para aquellas que afectaron el basamento, como para las que afectaron al relleno sedimentario de la cuenca o ambas (SF3a, b), considerando las reconocidas previamente en las líneas de reflexión sísmica 5334a y 5335 (Figs. 4.1, 4.3, 5.2b, 5.4 y 5.5). Particularmente, en el perfil DD se identificó un decrecimiento en la anomalía de gravedad hacia el sur, coincidente con la presencia del depocentro principal que se muestra en la línea de reflexión sísmica 5335, la cual

ha sido previamente identificada por otros autores (Gonzalez et al., 2020) (Figs. 4.1, 5.2b, 5.4, 5.5). Cabe destacar, que este último perfil analizado, cuya anomalía de gravedad residual fue obtenida del modelo EIGEN 2008 a lo largo de su transecta, es notablemente similar a la anomalía local medida de la gravedad con la que se realizó el perfil AB (Figs. 5.4 y 5.5). Contrariamente, el perfil más oriental EE presenta un alto gravimétrico hacia el sur, mientras que en el sector medio se destaca un valor mínimo de la anomalía gravimétrica. Estos valores son respectivos y espacialmente coincidentes con el bloque inmóvil de la falla normal relictas SF2 documentada por Gonzalez et al. (2020), en el sector sur de la cuenca en donde no se ha reconocido una inversión preponderante de este plano, como la observada en el sector norte de esta gran estructura (Fig. 1.1). Las fallas transversales observadas en las líneas de reflexión sísmica N-S junto con las posibles fallas identificadas en los perfiles de gravedad satelital regional y local fueron georeferenciados sobre el mapa de gravedad direccional (Fig. 5.6). Además, previo a esta superposición, estas fallas con tendencia ONO- fueron preliminarmente interpretadas de manera coincidente con las estructuras identificadas tanto en las líneas de reflexión sísmica como en los perfiles de gravedad satelital y el local AB (Fig. 1.1). De esta manera, el procesamiento de la anomalía de gravedad presentada en este mapa de gravedad direccional fue comparado con estas estructuras. Como resultado, se observó una clara coincidencia entre la locación de los máximos positivos y/o mínimos negativos de onda larga expresados en este mapa y la ubicación de las fallas con tendencia ONO- (Fig. 1.1).

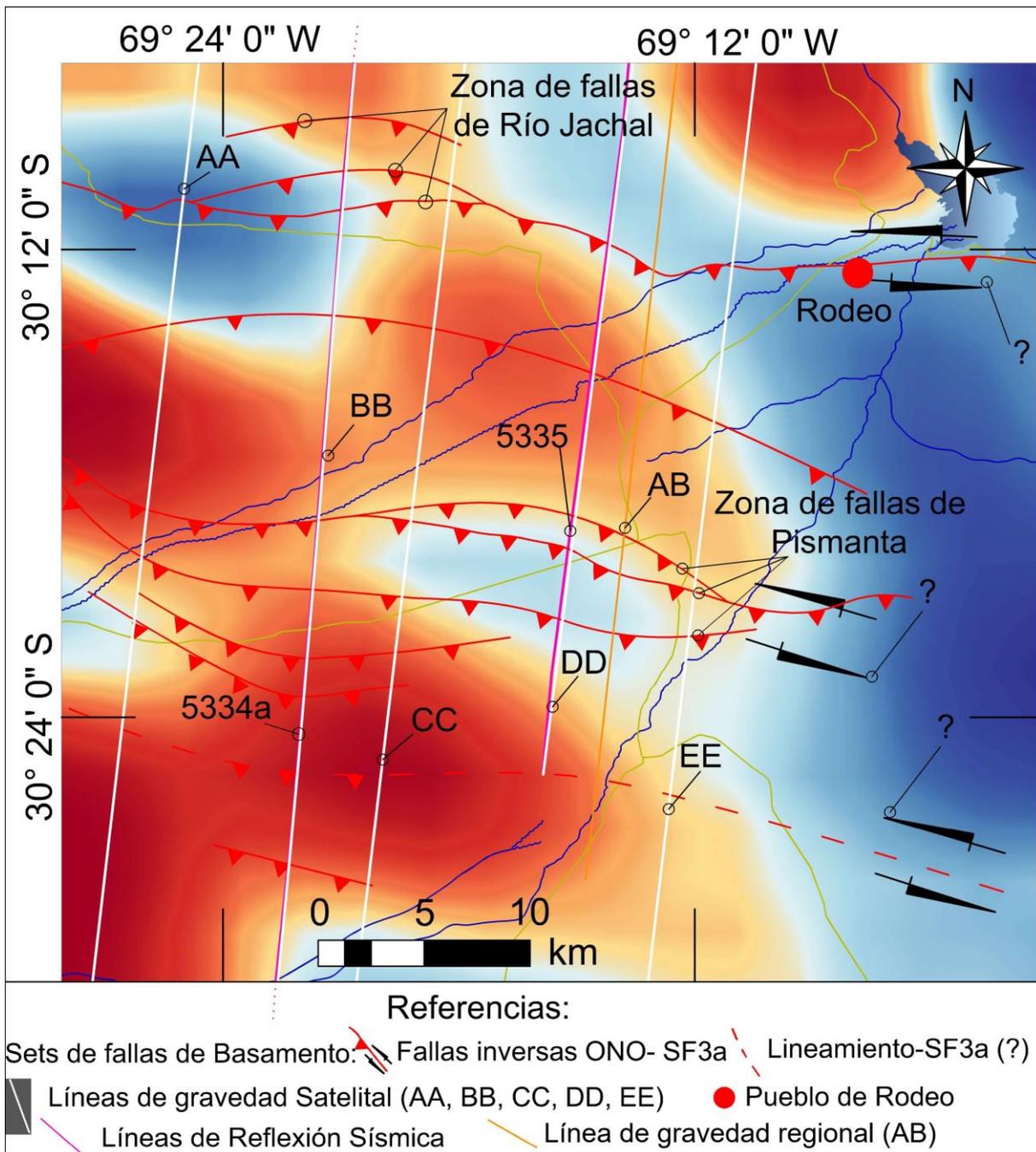


Figura 5.6: Mapa de gravedad direccional, el cual resalta las anomalías de gravedad con tendencias ONO-, para un azimut promedio de 146°. Las estructuras transversales interpretadas en la cuenca de Iglesia (con líneas rojas) han sido incorporadas para poder analizar su compatibilidad con el mapa.

## **CAPÍTULO 6:**

### **6.1 Análisis geológico de la localidad de Pismanta**

#### **6.1.1 Metodología**

Se analizaron las diferentes litologías, su relación con la humedad y permeabilidad, así como también la geología estructural para las distintas unidades reconocidas y determinación de su geometría.

Fallas, vertientes naturales, volcanes de lodo, y las unidades neógenas en superficie fueron mapeados siguiendo la metodología de medición directa de azimut-buzamiento para los estratos y fallas que afloran en superficie. Además, se tomaron los datos de posicionamiento con GPS en el área de estudio (Fig. 1.1). Las secuencias y estructuras fueron correlacionadas basándose en la información obtenida de la compilación de datos geológicos preexistentes, y las mediciones geológico-geofísicas de subsuelo y superficie tanto a escala regional (de la cuenca), como local (dentro de la comarca de Pismanta e inmediaciones). En estas últimas, y localmente en zonas cercanas a la superficie, se analizaron estructuras principales y subsidiarias, así como discordancias angulares; respecto a las observadas en este mismo estudio en el subsuelo, a partir de la información integrada de los métodos potenciales y las líneas de reflexión sísmica N-S. Como resultado, un nuevo mapa geológico ha sido construido a una escala de 1:300.000 (Fig. 1.1). Se analizaron las estructuras aquí descritas en relación con el campo de estrés, y su posible tiempo de deformación. De este modo, se realizó un análisis integral de la cuenca con el fin de presentar un nuevo modelo geológico esquemático 3-D, para poder caracterizar el *play* geotermal de Pismanta propuesto en este estudio.

### **6.1.2 Resultados e interpretaciones:**

En la localidad de Pismanta e inmediaciones, ubicada en el centro de la cuenca de Iglesia se observaron sets de fallas con orientaciones NNE- (SF4) y ONO- (SF3b), siendo en la mayoría de los casos contraccionales. Ambos grupos de fallas afectaron a las secuencias S9 y S10, de edad pliocenas correspondientes al miembro Las Flores, y a depósitos cuaternarios (Figs. 6.1- 6.9). Las fallas con tendencia ONO- (SF3b), presentan un carácter inverso, con valores de azimut entre 305° a 330° (Fig. 6.2, 6.3a y 6.4). Además, se reconocieron fallas con tendencia SES con valores de azimut entre los 150° a 170° (SF3b y SF4) y 20° a 30° de buzamiento hacia el SO; de carácter inverso (Fig. 6.9). Estas estructuras antes mencionadas se caracterizaron en algunos de los casos como intraneógenas, y truncadas por discordancias de la misma unidad depositacional, como la que puede observarse en la Figura 6.4b. Todas las estructuras antes mencionadas fueron identificadas dentro de una zona de daño en el centro de la cuenca de Iglesia, en donde las sismosecuencias S8-S10 afloran. Estas unidades se pudieron correlacionar a los depósitos observados en el campo, debido a que la línea de reflexión sísmica 5335 atraviesa el área de estudio (Figs. 4.1 y 6.1).

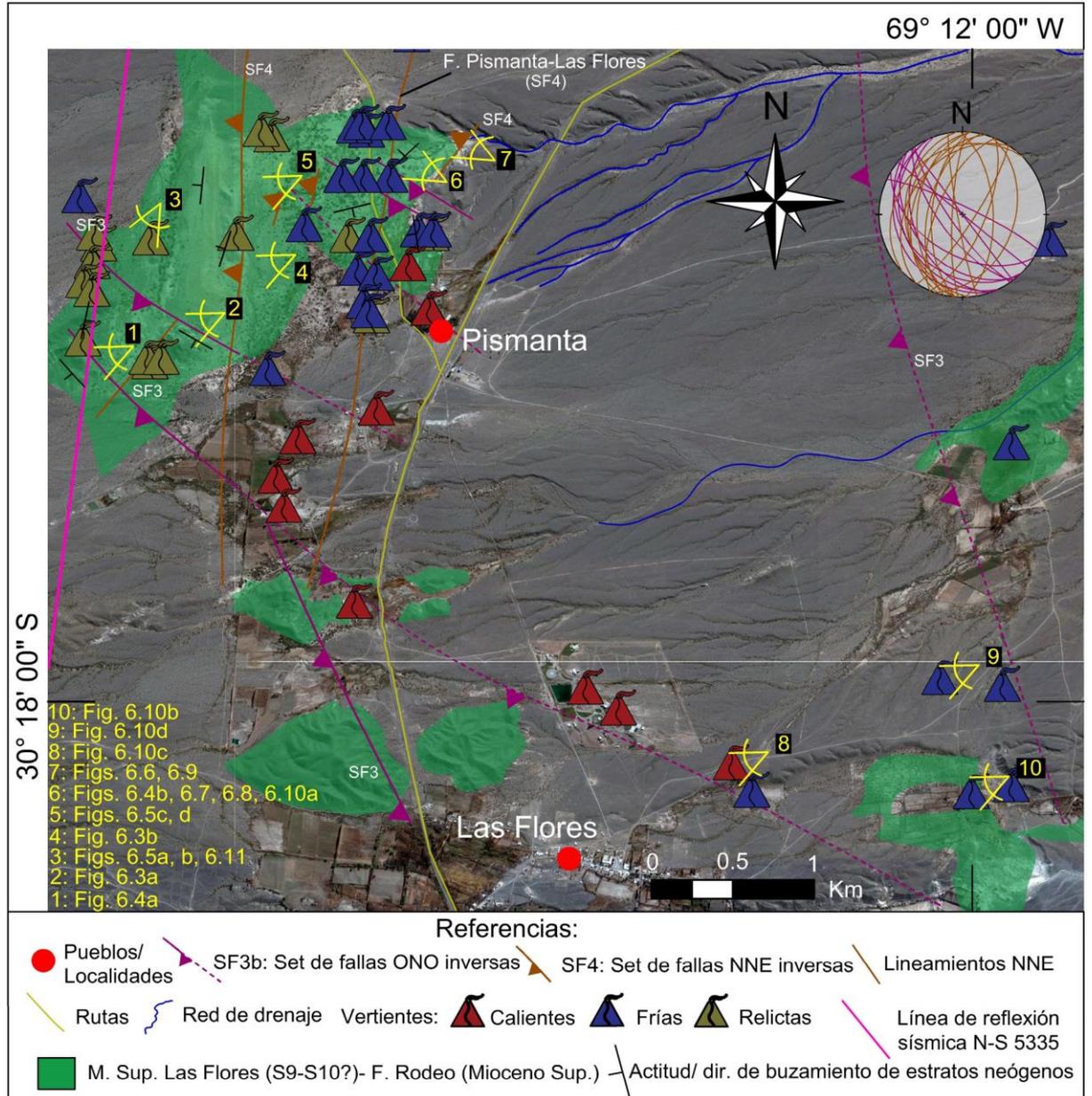


Figura 6.1: Mapa geológico local de la localidad de Pismanta sobreimpuesto a la imagen satelital Landsat/Copernicus tomada del programa Google Earth (Fig. 1.1). Proyección estereográfica de las fallas medidas (SF3 y SF4) (Azimut y buzamiento). Se puede observar la falla Pismanta-Las Flores, ubicada según los estudios recientes realizados por Pérez (2022). Además, se consideraron otras fallas propuestas en trabajos previos (Perucca y Martos, 2009; 2012; Perucca y Vargas, 2014; Alcacer Sanchez y Perucca, 2017; Christiansen et al., 2021).

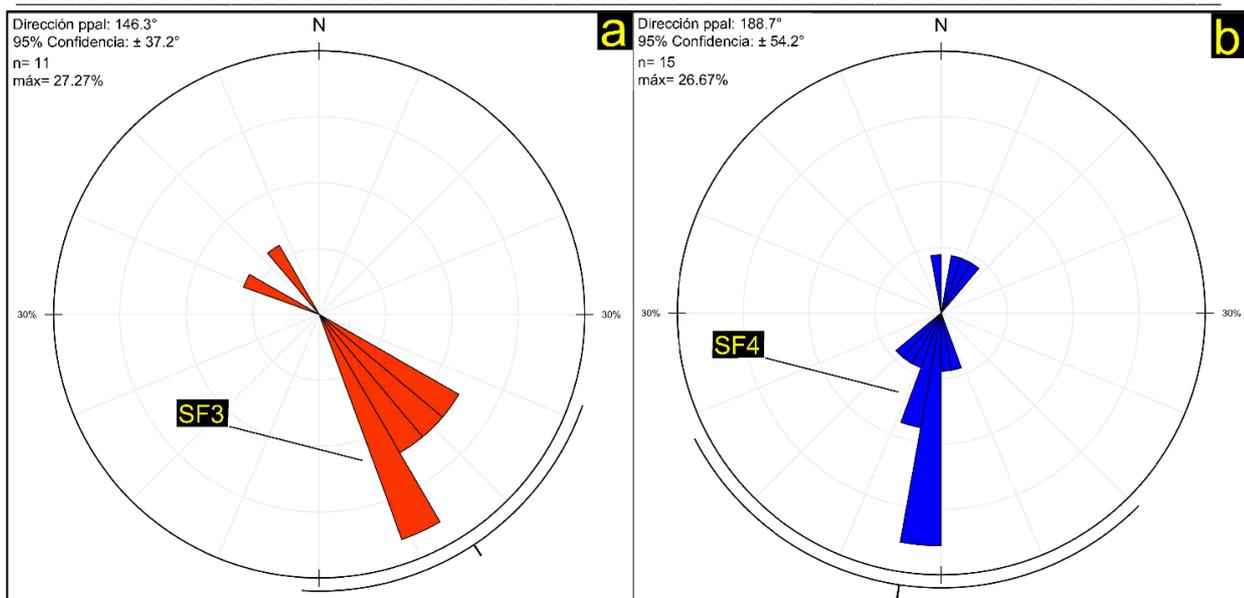


Figura 6.2: a) y b) Ambos diagramas de rosetas indican las tendencias por separado los sets de fallas SF3 y SF4 respectivamente, cuyos valores representan la dirección general de los planos de fallas. Estos datos fueron medidos en la localidad de Pismanta e inmediaciones (Fig. 6.1).

Las fallas inversas con tendencia ONO- y SES- indican de manera tentativa un eje de acortamiento (sigma 1) con una dirección ENE-OSO (Fig. 6.2a). Se asignó una edad pliocena para estas estructuras, basándose en la observación de la deformación que ocasionaron sobre las secuencias sedimentarias anteriormente mencionadas (S8-S10). Estas fallas han sido observadas localizadas en la misma área dentro de la localidad de Pismanta, en donde también se identificaron fallas inversas locales en la línea de reflexión sísmica 5335 (Figs. 4.1, 6.1, 6.2, 6.3a, 6.4-6.6).

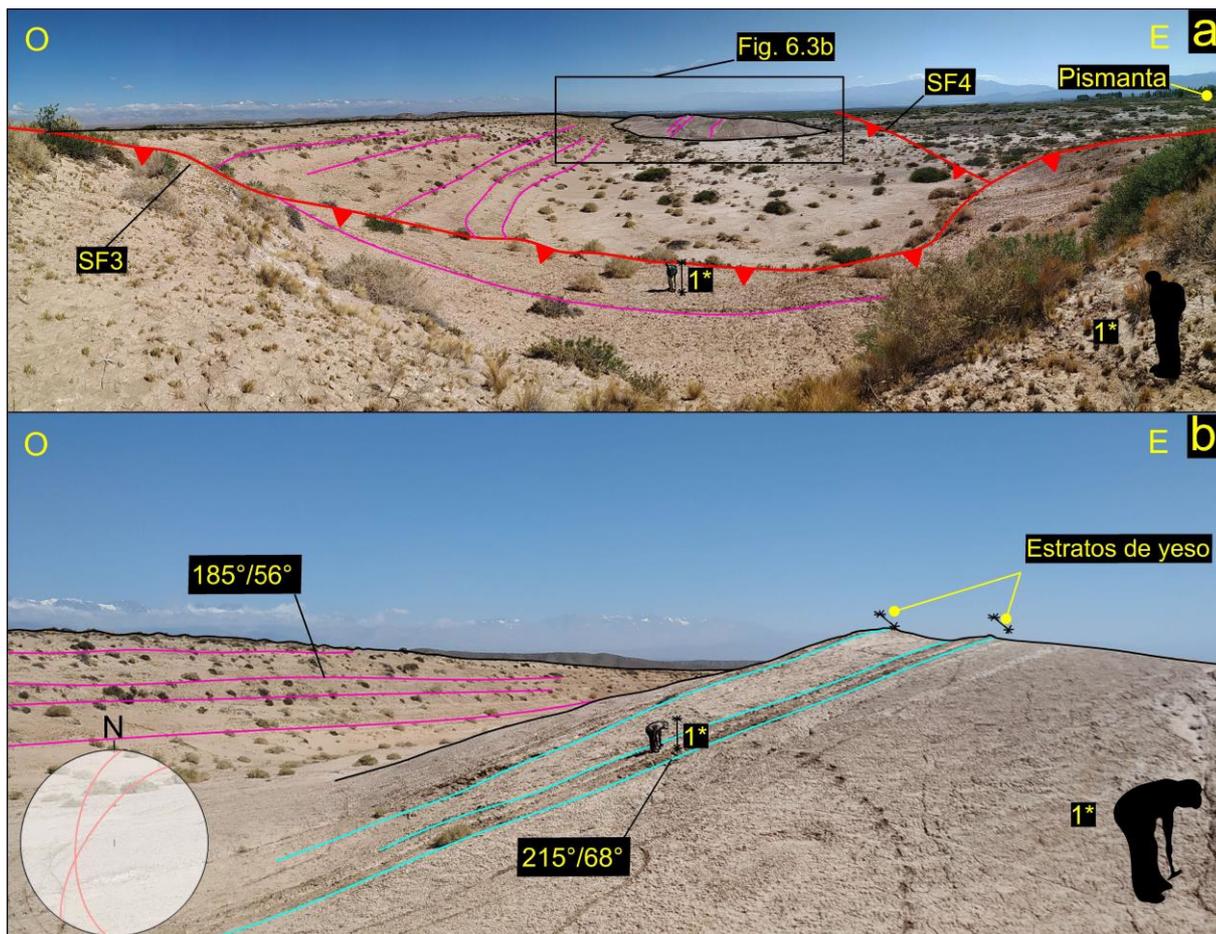


Figura 6.3: a) y b) Vista del sector suroeste del área de estudio de Pismanta, en donde las secuencias 9-10 (M. Las Flores) se encuentran aflorando (Fig. 6.1). Las líneas magenta muestran la disposición de los estratos de areniscas-limo-arcillitas, mientras que las líneas turquesas representan bancos de yeso interestratificados de aproximadamente 1m de espesor. Las líneas rojas representan la intersección de los planos de fallas contraccionales SF3 y SF4 (con tendencias ONO- y NNE-) con la superficie. La proyección en estereonet indica las mediciones realizadas en los estratos (azimut y buzamiento).

En términos generales se observaron litologías representadas por intercalaciones de niveles de areniscas masivas a levemente estratificadas con capas limo-arcillosas, levemente litificadas y laminadas; y niveles puntuales de tobas blanquecinas horizontales y espacialmente persistentes (Figs. 6.5-6.9 y 6.10a). Niveles de yeso intercalados también fueron identificados de manera recurrente a lo largo de las sedimentitas neógenas que afloran en Pismanta, con espesores desde

0,01 m a 1,00 m; como puede observarse en las figuras 6.3b y 6.4a en donde un estrato de aproximadamente 1 m de espesor ha sido registrado entre estratos de areniscas y limo-arcillitas. Además de la notable potencia de algunos de estos niveles evaporíticos, se pudo observar en general una mayor competencia de estos frente a la erosión. En este contexto, sería relevante considerar la posible asociación de un control local estructural o una superficie de despegue con estos depósitos. Esta relación podría apreciarse en la Figura 6.4a, donde se observa que el estrato de yeso registrado en el afloramiento se encuentra próximo al plano de falla inversa. Relacionando las mediciones estructurales de campo con las manifestaciones de aguas termales identificadas en el área, se pudo destacar la superposición de esta zona con actividad geotermal, con la gran zona de daño generada por la intersección de las fallas con dirección ONO-, ESE inversas (SF3a, b), N-S- y NNE- (SF4) antes mencionadas, más las otras previamente documentadas por diversos autores, como es el caso de la falla Pismanta-Las Flores (Bastías et al., 1984; Perucca y Martos, 2009; Pérez y Costa, 2011; Perucca y Martos, 2012; Perucca y Vargas, 2014; Alcacer Sanchez y Perucca, 2017; Gonzalez et al., 2020; Christiansen et al., 2021; Perez, 2022) (Fig. 6.1). También se observaron estratos de crecimiento relacionados al levantamiento generado por algunas de las fallas inversas medidas en el área de Pismanta e inmediaciones. Los valores de buzamiento presentan un aumento gradual, llegando a verticalizarse cerca del plano de falla (Fig. 6.4b).



Figura 6.4: a) Afloramiento neógeno del sector sur-occidental de la localidad de Pismanta, con interpretaciones y mediciones geológicas sobreimpuestas. Se identificó con textura de sombra triangular color cian, un nivel de yeso de 1 m aproximado de espesor. Se puede observar una falla inversa (SF3b) con un azimut de 138° (Fig. 6.1). b) Fotografía con interpretaciones y mediciones geológicas sobreimpuestas, del sector norte de la localidad de Pismanta. Pueden observarse depósitos neógenos (con líneas magenta), con estratos de crecimiento en el margen occidental y valores de azimut que oscilan entre los 126° y 136°; afectados por una falla SF3b de igual tendencia (línea roja) y por el desarrollo posterior de una discordancia erosiva (línea verde) (Fig. 6.1).

Las observaciones de campo permitieron destacar a los afloramientos de areniscas como niveles litológicos parcialmente litificados y permeables, los cuales presentaron zonas con humedad asociadas, y de este modo, se asume que estarían favoreciendo el ascenso del agua hacia la superficie (Figs. 6.6, 6.9 y 6.10a). En las zonas de fallas reconocidas dentro de este paquete sedimentario a su vez, se observaron fracturas las cuales estarían facilitando aún más la transmisibilidad del agua hacia la superficie (Figs. 6.6 y 6.9). Por otra parte, los depósitos de limo-arcillas estarían actuando como barreras, limitando la circulación tanto vertical como horizontal del agua subterránea, como también se evidencia en la acumulación de depósitos salitrosos hacia el techo de las unidades de areniscas permeables (Figs. 6.6-6.9 y 6.10a). Los niveles de yeso podrían asociarse a antiguas zonas de anegamiento, pudiendo haber favorecido la concentración, evaporación y precipitación del mismo. En este sentido, estas evaporitas se encuentran actualmente ejerciendo un control hidrogeológico en el ascenso del agua, al generar de este modo capas impermeables, constriñendo aún más su camino hacia la superficie. En la comarca de trabajo, se han registrado volcanes de lodo que no habían sido identificados previamente en la bibliografía existente. Gran parte de estos volcanes son relictos, los cuales, en su gran mayoría, han sido hallados en el extremo oeste de Pismanta. Es importante destacar que el hecho de que se observe toda una franja occidental de volcanes relictos con una orientación N-S, podría indicar un proceso de auto sellado (*self-sealing process*), y/o una posible migración del sistema hacia el este en donde actualmente se encuentran la mayoría de las manifestaciones naturales activas de agua subterránea (Figs. 6.1 y 6.11). En este sentido, se ha considerado como un elemento clave las fallas SF4 de igual tendencia que atraviesan la zona de estudio, las cuales se encuentran espacialmente relacionadas a estas geoformas.

Esta última explicación podría estar también asociada a un cambio local en el nivel piezométrico, en donde el decrecimiento del nivel de la cota de agua podría haber favorecido la surgencia de nuevas vertientes naturales, pendiente abajo, en dirección hacia el este. Además, se reconocieron vertientes naturales calientes y frías, volcanes de lodo, vegas, humedales, de los cuales algunos ya han sido previamente identificados por otros autores, así como otros nuevos observados en el presente estudio (CRAS, 1982; 1986; Pesce y Miranda, 2003; Hinzer et al., 2021) (Figs. 6.10).

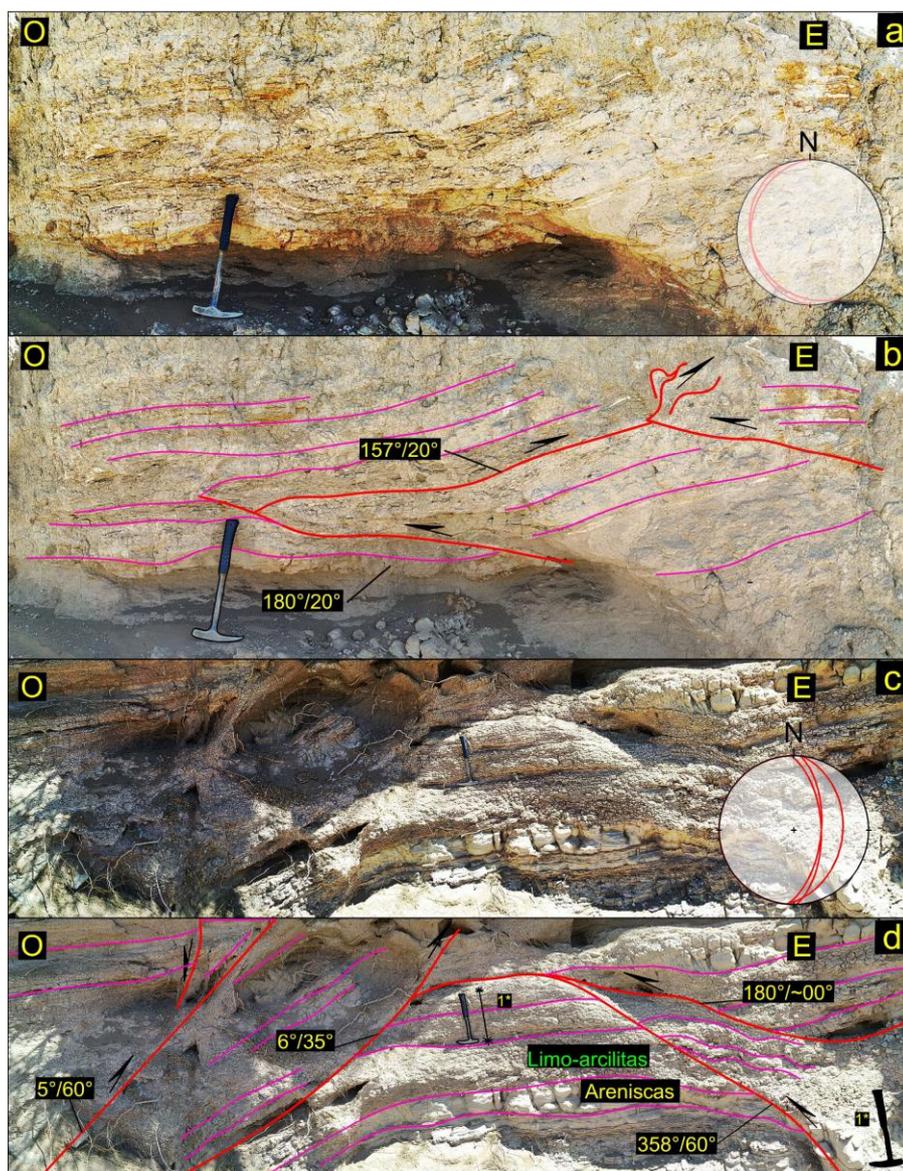


Figura 6.5: a), c) Afloramientos neógenos observados en los sectores oeste y noroeste de la localidad de Pismanta (Fig. 6.1). Las proyecciones estereográficas indican los planos de fallas y estratos medidos, así como se indican

en las figuras 6.5b y d. b) Afloramiento interpretado del sector oeste de la localidad de Pismanta. En esta misma se pueden observar fallas contraccionales, con tendencia SE- (SF3b) (líneas rojas), en las cuales se midió un azimut de 157°. d) Afloramiento interpretado del sector noroeste de la localidad de Pismanta, en la cual se identificaron fallas inversas con orientación NNE- (SF4) (líneas rojas), dentro de la secuencia neógena (líneas de color magenta), con valores que oscilan entre los 358°-6°.

Siguiendo esta línea de razonamiento, las observaciones de campo muestran una clara relación espacial entre los niveles permeables, el control estructural general (SF3b y SF4) identificado en el área de estudio, y las manifestaciones de aguas termales. Estas últimas mencionadas se encuentran dentro de una zona de daño, indicando un fuerte control lito-estructural, y una importante anomalía de permeabilidad para el sistema geotermal de Pismanta (Figs. 6.6, 6.7, 6.8, 6.9 y 6.10a).

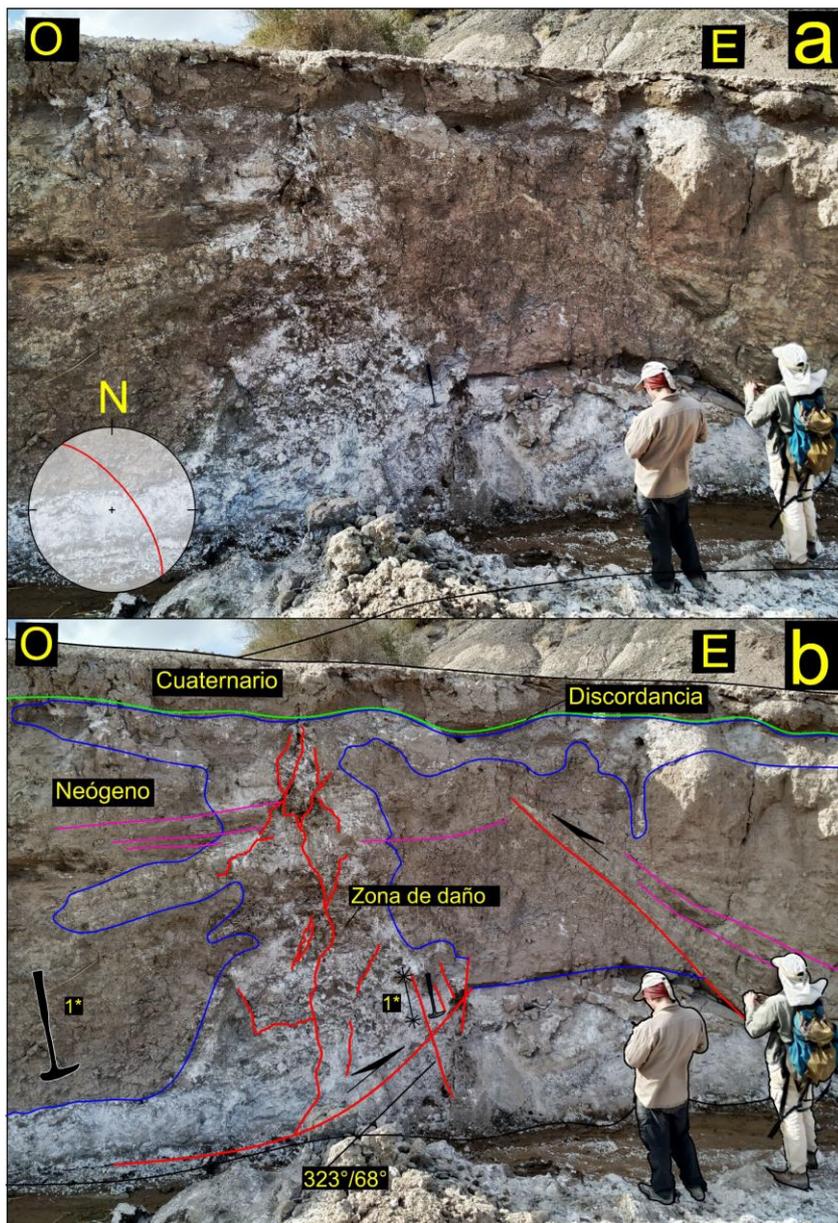


Figura 6.6: a) y b) Fotografía de la ladera norte en un pequeño cañon generado producto de la erosión fluvial, ubicada al norte de la localidad de Pismanta (Fig. 6.1). Se observa la exposición de la secuencia neógena (estratos color magenta). En términos generales, el ascenso del agua subterránea muestra un control lito-estructural (líneas azules). Los niveles de areniscas permeables permiten la transmisibilidad del agua (siguiendo la disposición de los estratos), concentrando de este modo la salinidad en estas capas, mientras que niveles de limo-arcillitas actuarían como barreras de humedad. La proyección en estereonet indica la medición del plano de falla identificado en la figura 6.6b. Puede observarse como el agua estaría emergiendo desde las secuencias neógenas a través de las zonas de daño, las cuales están limitadas a planos de fallas y fracturas locales (líneas rojas). En este caso la misma discordancia neógena-cuaternaria estaría actuando como una barrera (líneas azules y verdes).

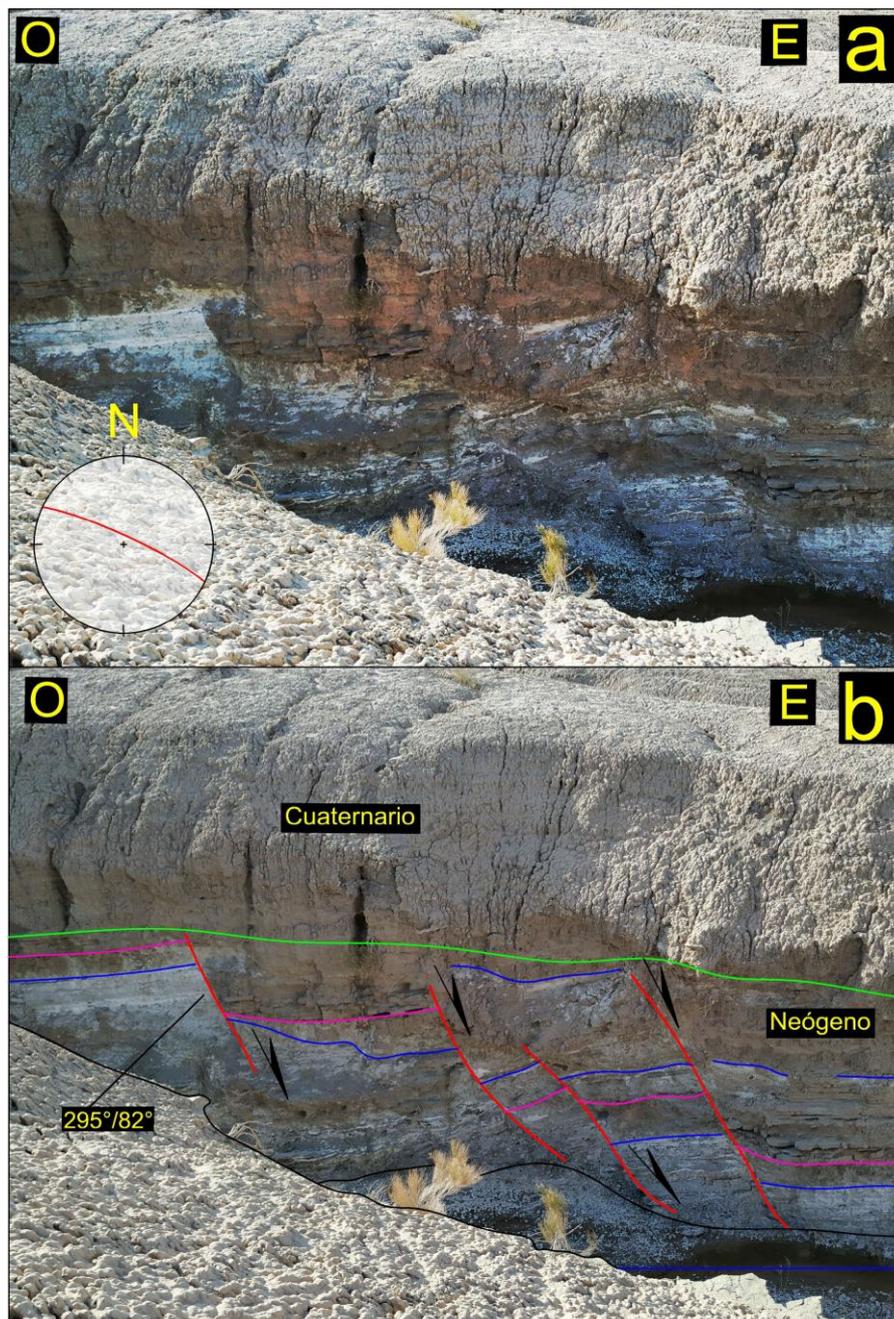


Figura 6.7: a) y b) Fotografía de la ladera norte en un pequeño cañón generado producto de la erosión fluvial, ubicada al norte de la localidad de Pismanta (Fig. 6.1). Se observa la exposición de la secuencia neógena (estratos color magenta). El ascenso del agua subterránea muestra un control lito-estructural (líneas rojas y azules). Los niveles de areniscas permeables permiten la transmisibilidad del agua (siguiendo la disposición de los estratos), concentrando de este modo la salinidad en estas capas, mientras que niveles de limo-arcillitas actuarían como barreras de humedad. La proyección en estereonet indica la medición representativa de los planos de fallas normales identificado en la figura 6.7b. Estas estructuras podrían asociarse a procesos de acomodación distensivos locales. Puede observarse como el agua estaría emergiendo desde las secuencias neógenas a través

de sucesiones permeables de areniscas, las cuales están limitadas a planos de fallas que denotan zonas de daño estructural (líneas rojas). También se observa la discordancia neógena-cuaternaria (línea verde).

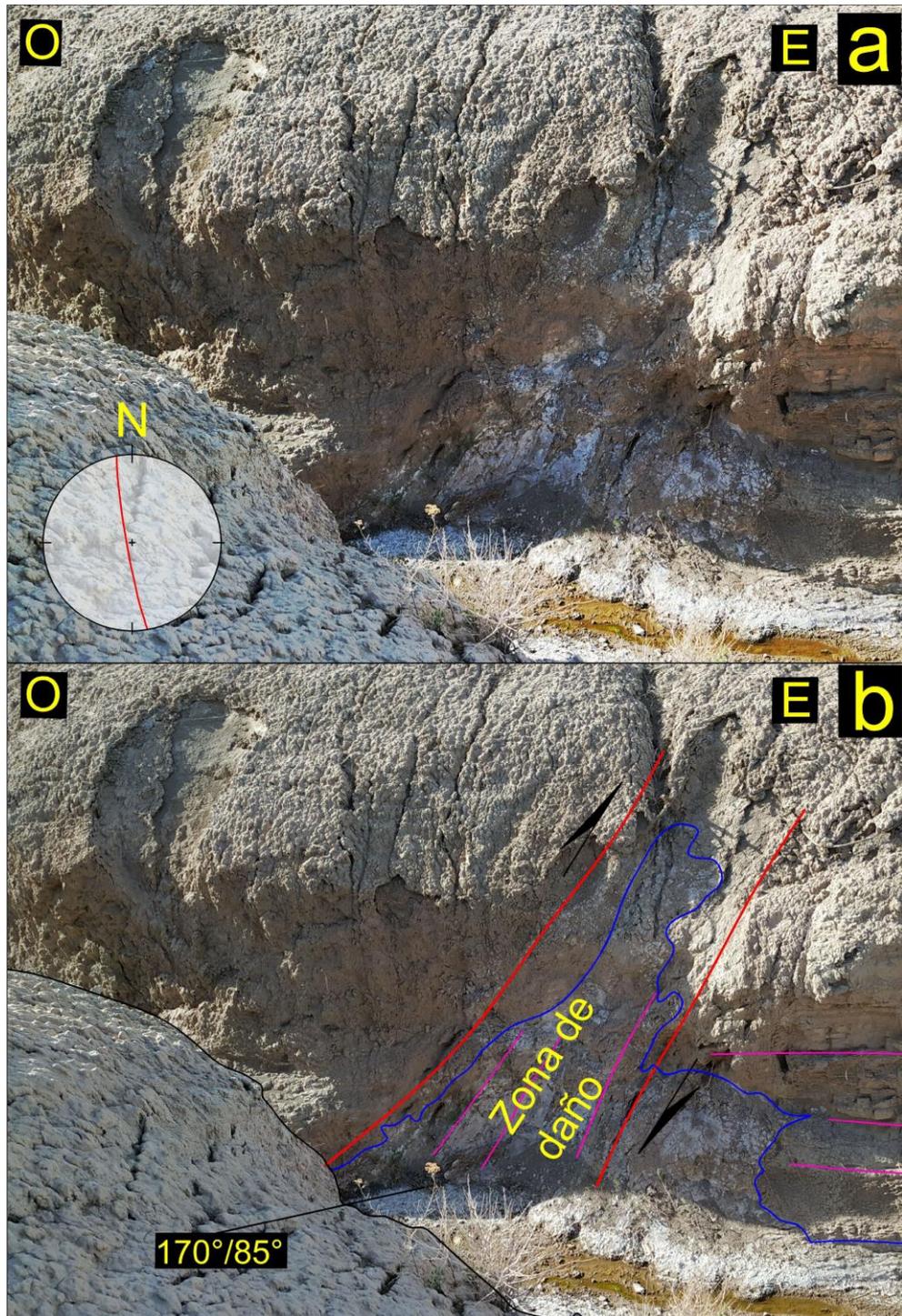


Figura 6.8: a) y b) Ladera norte en un pequeño cañón generado producto de la erosión fluvial, ubicada al norte de la localidad de Pismanta (Fig. 6.1). Se observa la exposición de la secuencia neógena (estratos color magenta). El ascenso del agua subterránea muestra un control lito-estructural (líneas rojas y azules). La zona de daño permeable permite la transmisibilidad del agua (siguiendo la disposición de los estratos color magenta),

concentrando de este modo la salinidad en estas capas. La proyección en estereonet indica la medición del plano de falla inversa identificado en la figura 6.8b (líneas rojas).

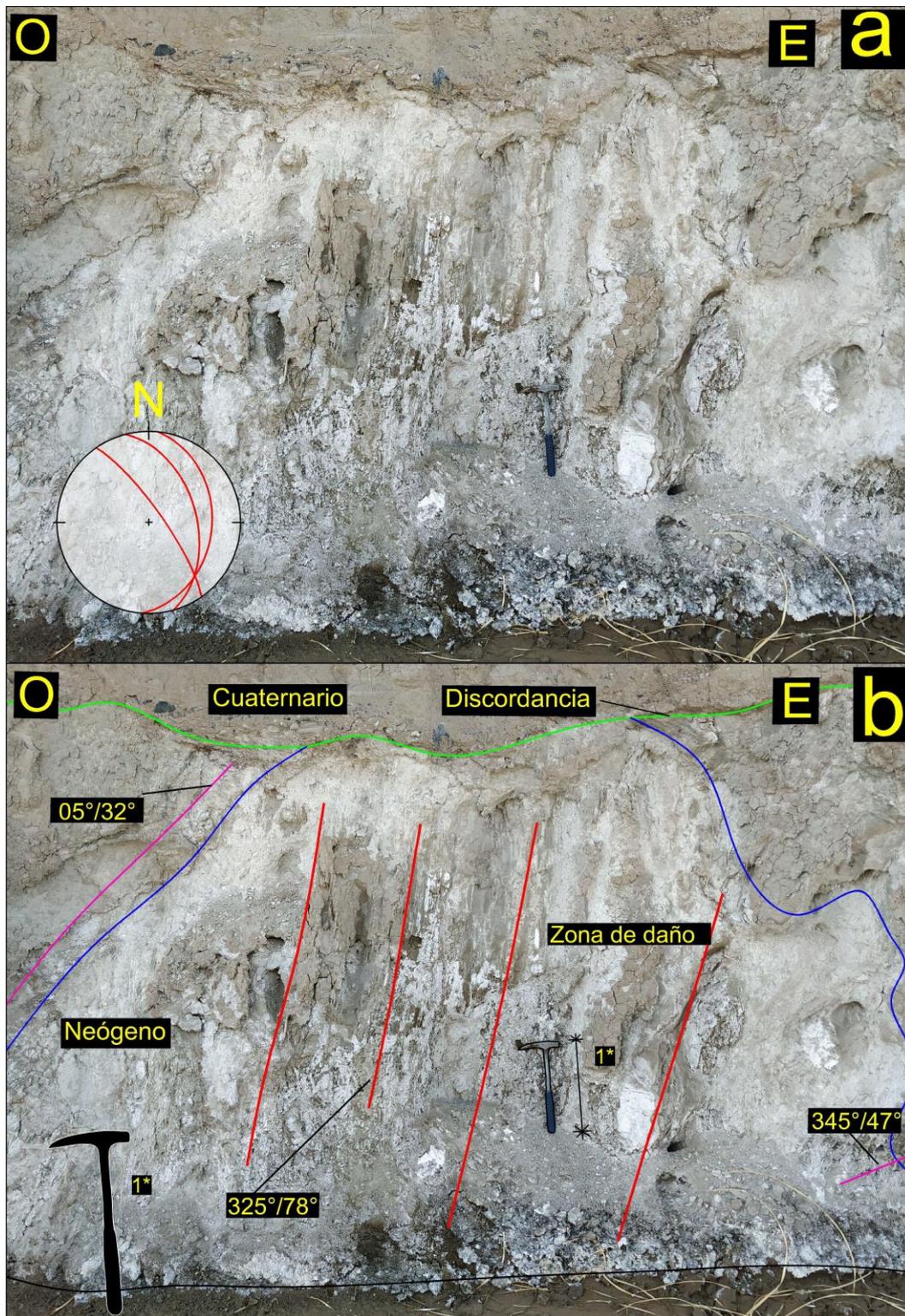


Figura 6.9: a) y b) Fotografía de la ladera norte en un pequeño cañón generado producto de la erosión fluvial, ubicada al norte de la localidad de Pismanta (Fig. 6.1). Se observa la exposición de la secuencia neógena (estratos color magenta). El ascenso del agua subterránea muestra un control lito-estructural (líneas rojas y azules). La zona

de daño permeable permite la transmisibilidad del agua, siguiendo la disposición de los planos de falla de color rojo, concentrando de este modo la salinidad en estas capas. La proyección en estereonet indica la medición del plano de falla inversa y estratos identificados en la figura 6.9b (líneas rojas y magenta). Puntualmente, pudo observarse como la discordancia erosiva estaría actuando como una barrera (línea verde).



Figura 6.10: a) Vertiente natural emergente a partir de las secuencias neógenas (líneas magenta) al norte de la localidad de Pismanta. Se pueden observar niveles de areniscas permeables (líneas azules) mostrando altas concentraciones de salinidad, mientras que los estratos de limo-arcillitas se comportan como barreras de humedad (Fig. 6.1). b) Vegetación de vega asociada a la vertiente de agua fría llamada “El Nacedor” ubicada al sureste de Pismanta. Representa una de las manifestaciones naturales de agua subterránea más destacadas de la comarca, con un importante caudal de agua (Fig. 6.1). c) Vertiente natural termal privada, ubicada al sureste de Pismanta. Con una temperatura que ronda los 30°C (medida durante la estación de primavera), esta simboliza el exponente geotermal ubicado más al sudeste registrado (Fig. 6.1). d) Volcán de lodo activo ubicado al sureste del área de Pismanta (Fig. 6.1).

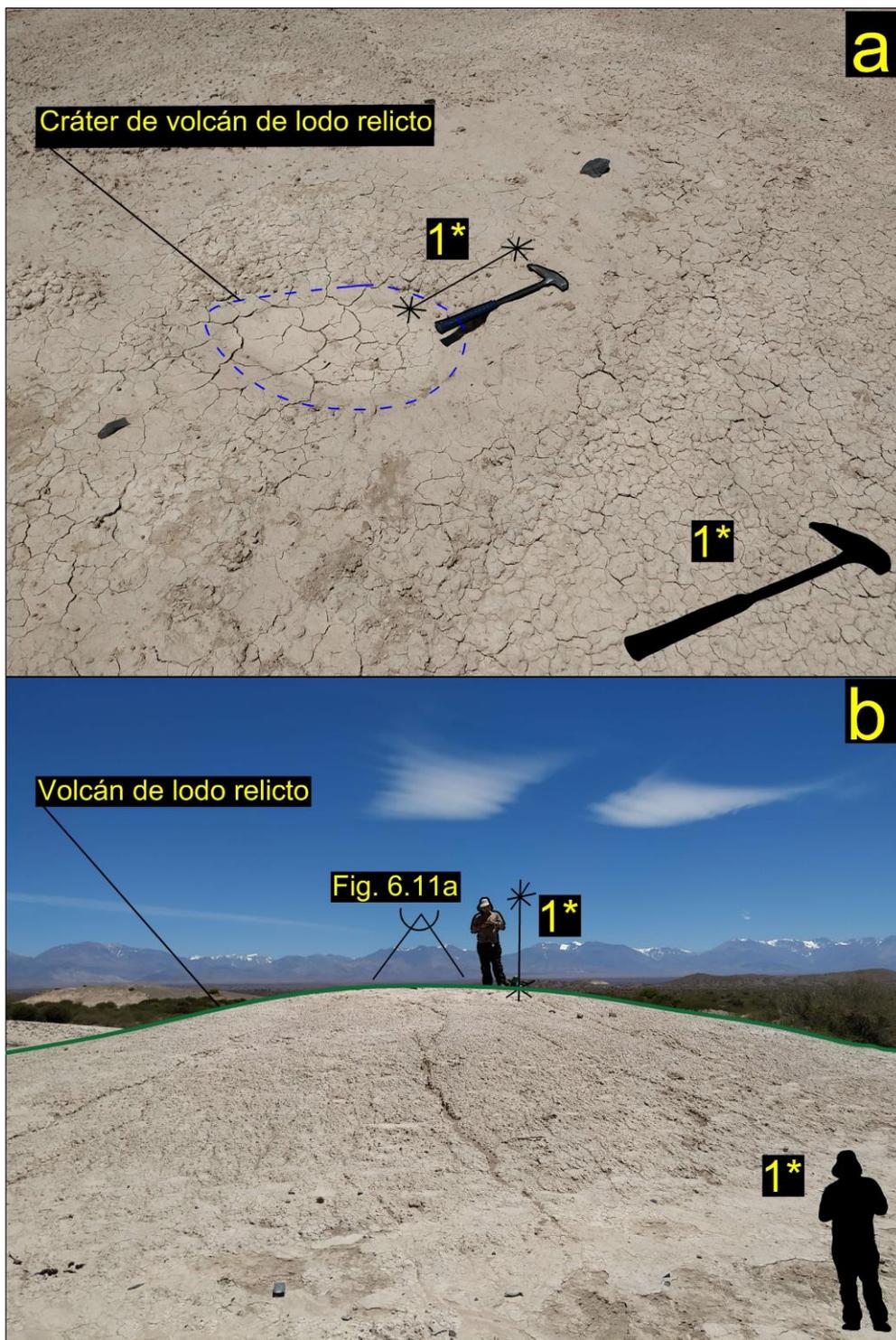


Figura 6.11: a) Fotografía del cráter del volcán de lodo relicto de la figura 6.11b. b) Fotografía de un volcán de lodo relicto observado en el extremo oeste de la localidad de Pismanta (Fig. 6.1). Esta geoforma se habría formado producto de la precipitación de material limo-arcilloso, al perder capacidad de carga el caudal del agua subterránea, una vez alcanzada la superficie; dejando como resultado la geometría cónica típica de estos volcanes de lodo definidos previamente por Hinzer et al. (2021).

## **CAPÍTULO 7:**

### **7.1 Análisis de Tomografías eléctricas resistivas (TER2D):**

#### **7.1.1 Mediciones y procesamiento de las Tomografías eléctricas resistivas 2D (TER2D)**

Las tomografías eléctricas resistivas 2D (TER2D) se midieron a 90 m aproximadamente al sur de la localidad de Pismanta (Fig. 7.1). Los tendidos propuestos en sentido O-E, fueron dispuestos de manera ortogonal aproximadamente a las estructuras con tendencia N-S (SF4) producto de la actividad neotectónica del sistema de fallas en estudio; como así lo sugieren los últimos trabajos realizados en la zona y las alineaciones de las vertientes naturales activas en la localidad (Perucca y Martos, 2009; 2012; Gonzalez et al., 2020; Christiansen et al., 2021; Pérez, 2022; entre otros) (Fig.7. 1).



Para realizar el estudio de tomografía eléctrica resistiva en dos dimensiones se dispuso de un equipo de medición de resistividad/IP multifunción digital WDJ-4, que sumado al equipo WDJ-120 permitieron adquirir mediciones multi-electrónicas, de manera automática, para la obtención de las tomografías 2D (compañía Chongqing Gold Mechanical y Electrical Equipment Co., Ltd); con un voltaje máximo de 800V y una corriente máxima de 3A. El equipo permite seleccionar el tipo de arreglo geométrico (Wenner, Schlumberger, dipolo-dipolo, polo-polo, etc.), los parámetros geométricos (niveles de profundidad de investigación, espaciamiento efectivo entre electrodos, con que electrodo comenzar a medir y hasta que electrodo, entre otros), y los parámetros de adquisición (como la duración del ciclo de corriente, entre otros).

Para la medición de los perfiles de TER2D se optó por un arreglo Wenner Alfa. Si bien se puede lograr una mayor profundidad con una menor extensión aplicando los sistemas de Schlumberger y Dipolo-Dipolo, así como un mejor contraste (con esta última mencionada) para determinar tanto posibles estructuras como contactos verticales; el sistema Wenner Alfa se caracteriza por su resolución adecuada tanto para estructuras horizontales como verticales. Además, permite la adquisición de datos con una buena relación señal/ruido. Las variaciones en topografía a lo largo de las transectas fueron determinadas por medio de un navegador GPS de mano, cuyo error de precisión horizontal promedio puede alcanzar los 10 m y en algunos casos los 20 m (Zandbergen, 2009; Mok et al., 2012). Luego la variación topográfica se ajustó mediante la extracción del valor z (altura en m.s.n.m.) de un perfil tomado de un modelo digital de elevación (DEM) ALOS PALSAR, de 12,5 m de resolución espacial. Para cada uno de los perfiles de tomografía eléctrica se conectó el resistímetro a un arreglo lineal básico de 120 electrodos de bronce con

una separación interelectródica de 10 m, con un arreglo de 1190 m de extensión máxima para cada proceso de medición. Los datos ruidosos obtenidos como resultado de las mediciones de las TER2D fueron eliminados mediante la opción que permite en primera instancia el programa RES2DINV “*exterminate bad datum points*” (eliminar datos malos), la cual permitió quitar los datos más discordantes en relación a los contiguos, así como los que se encontraban tanto en los niveles inmediatamente superiores como inferiores de estos. Luego de realizar la primera inversión preliminar, se analizó el histograma obtenido de la relación entre el porcentaje de datos acumulados y el porcentaje de error RMS obtenido, procediendo de este modo a eliminar los datos que arrojaron RMS muy elevados en la inversión. Para la tomografía 1 el pulso de corriente eléctrica (onda cuadrada) se eligió con un período de 1 s de duración y un rango de potencial que dependió de la corriente inyectada por el resistivímetro al momento de realizar la medición, el cual se ajusta y corre en forma automática de acuerdo a un programa de medición previamente definido. Se seleccionaron 14 niveles de profundidad de investigación, con una longitud efectiva inter-electródica que aumentaba proporcionalmente a medida que aumentaban los niveles; y por ende la profundidad de investigación. De este modo, quedó conformado un arreglo de 516 puntos medidos, quedando solo 500 puntos producto de la eliminación de datos ruidosos. Se alcanzaron 133 m de profundidad de medición. Para las tomografías 2 y 3 el pulso de corriente eléctrica (onda cuadrada) se eligió con un período de 1 s de duración. Se seleccionaron 39 niveles de profundidad de investigación, con una longitud efectiva inter-electródica que aumentaba proporcionalmente, a medida que también lo hacían los niveles. Así de esta manera, quedó conformado un arreglo de 2310 puntos medidos, de los cuales algunos fueron eliminados al ser considerados como datos ruidosos, quedando 2141 y 1833

respectivamente. Las profundidades de medición alcanzadas fueron de 184 m en ambos casos.

De este modo se realizaron 3 tomografías eléctricas paralelas, de las cuales la tomografía 1 y 2 fueron superpuestas a un 50%, mientras que entre la 2 y 3 por motivos de logística (cruce rutas provinciales) solo se pudo superponer hasta un 31,9% (Fig. 7.1). En este sentido, solo se pudo aplicar el método “*concatenate*” (Concatenar) para las tomografías 1 y 2 (TER2D1-2), las cuales se añadieron en forma sucesiva; y por lo tanto fueron procesadas como una sola tomografía mediante el programa Res2Dinv (Fig. 7.1 y 7.2). Para este último, se procedió a generar un tercer archivo .dat, el cual permitió concatenar los datos de ambas tomografías en un nuevo archivo, unificándolas de esta manera en una sola medición. Al generar la inversión de la TER2D1-2 se eliminaron 978 datos que arrojaron RMS muy elevados en este procesamiento. Por otro parte, la tomografía 3 fue procesada por separado en el mismo programa (Fig. 7.3). De esta manera, se pudo evitar la interpolación de los grandes espacios vacíos entre esta y las anteriores tomografías. Los modelos de resistividad fueron realizados mediante el cálculo numérico iterativo a través del software RES2DINV (Geotomo Software). El ancho de las celdas del modelo de subsuelo se seleccionó en 10 m, igual a la separación inter-electródica establecida. La altura de las celdas se incrementó con la profundidad para tener en cuenta la pérdida de resolución del método, en un 5 % por capa para todos los perfiles. Para la optimización se utilizó un método de mínimos cuadrados, en la cual solo se aplica una restricción suave sobre el vector de perturbación. La matriz jacobiana se recalculó para cada iteración. El modelo directo se determinó en cada iteración por el método de elementos finitos con la malla más fina y de tipo trapezoidal, con 4 nodos, considerando los electrodos adyacentes. Los ajustes que fueron llevados a cabo

permitieron obtener pseudosecciones con un error cuadrático medio menor al 13 %. En este sentido, para las tomografías 1 y 2, se llevó a cabo el procesamiento conjunto obteniéndose la pseudosección 1, el cual se logró con un error cuadrático medio de 12.9 % en 5 iteraciones; mientras que para la tomografía 3 se obtuvo la pseudosección 2, cuyo valor de error cuadrático medio fue de 11.4 %, en 5 iteraciones (Figs. 7.2 y 7.3). Finalmente, se procedió a unificar ambos perfiles para poder analizar e interpretar un único perfil TER2D1-2-3, mediante el programa Oasis Montaj v. 8.4. El mismo, se realizó usando una interpolación de 10 m con el método de mínima curvatura. Fue utilizado el procesamiento de *blanking distance* de 10 m con el objetivo de que no origine valores erróneos. De esta manera se unificaron los perfiles como así también la escala de colores (Figura 7.4).

“CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA-GEOFÍSICA DEL SISTEMA GEOTERMAL EN LA ZONA DE PISMANTA. IGLESIA. SAN JUAN. ARGENTINA”.

AUTOR: FRANCO GERMÁN CLAVEL

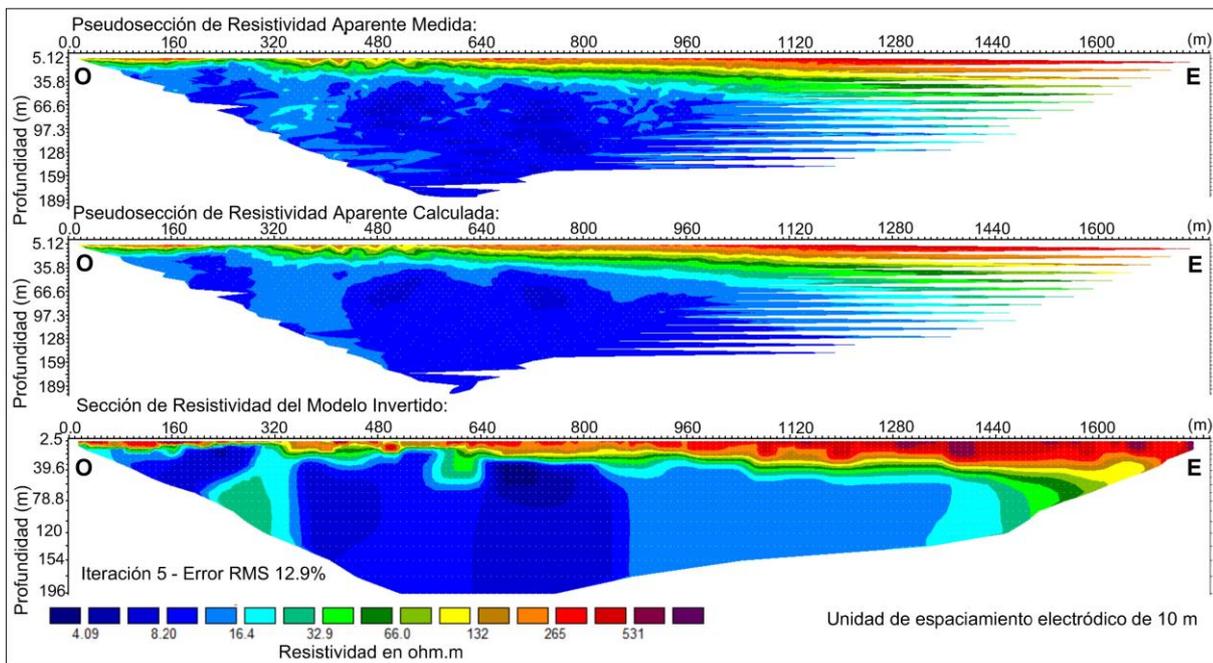


Figura 7.2: Concatenación entre tomografías 1 y 2 “TER2D1-2” (Fig. 7.1). La tomografía 1 se encuentra en la mitad oriental del perfil, mientras que la tomografía 2 se encuentra superpuesta al 50% ubicada en el otro extremo. Procesamiento realizado mediante el programa RES2DINV. El perfil superior representa la resistividad medida, el del medio la resistividad calculada y propuesta por el programa. El perfil inferior representa la resistividad obtenida a partir de 5 iteraciones, producto del análisis conjunto realizado por el programa RES2DINV, entre los primeros dos perfiles antes mencionados.

“CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA-GEOFÍSICA DEL SISTEMA GEOTERMAL EN LA ZONA DE PISMANTA. IGLESIA. SAN JUAN. ARGENTINA”.

AUTOR: FRANCO GERMÁN CLAVEL

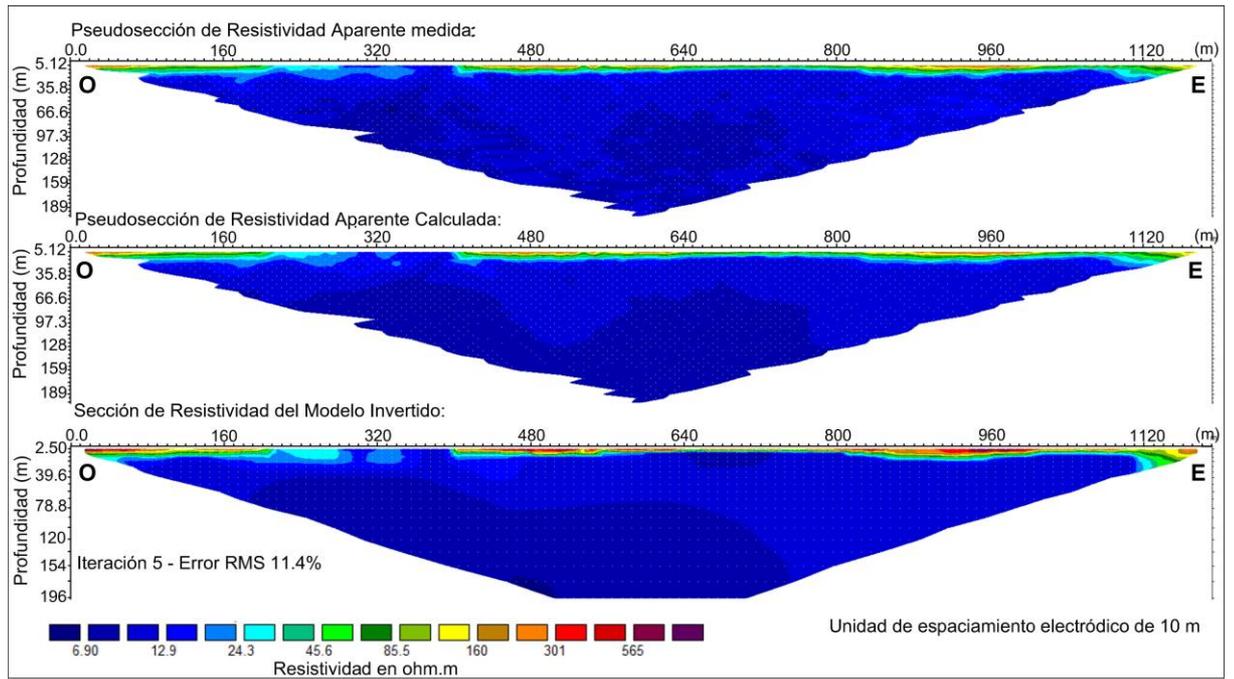


Figura 7.3: Tomografía TER2D3 procesada por el programa Res2Dinv ubicada en el extremo este de la transecta total de estudio (Fig. 7.1). El perfil superior representa la resistividad medida, el del medio la resistividad calculada y propuesta por el programa. El perfil inferior representa la resistividad obtenida a partir de 5 iteraciones, producto del análisis conjunto realizado por el programa RES2DINV, entre los primeros dos perfiles antes mencionados.

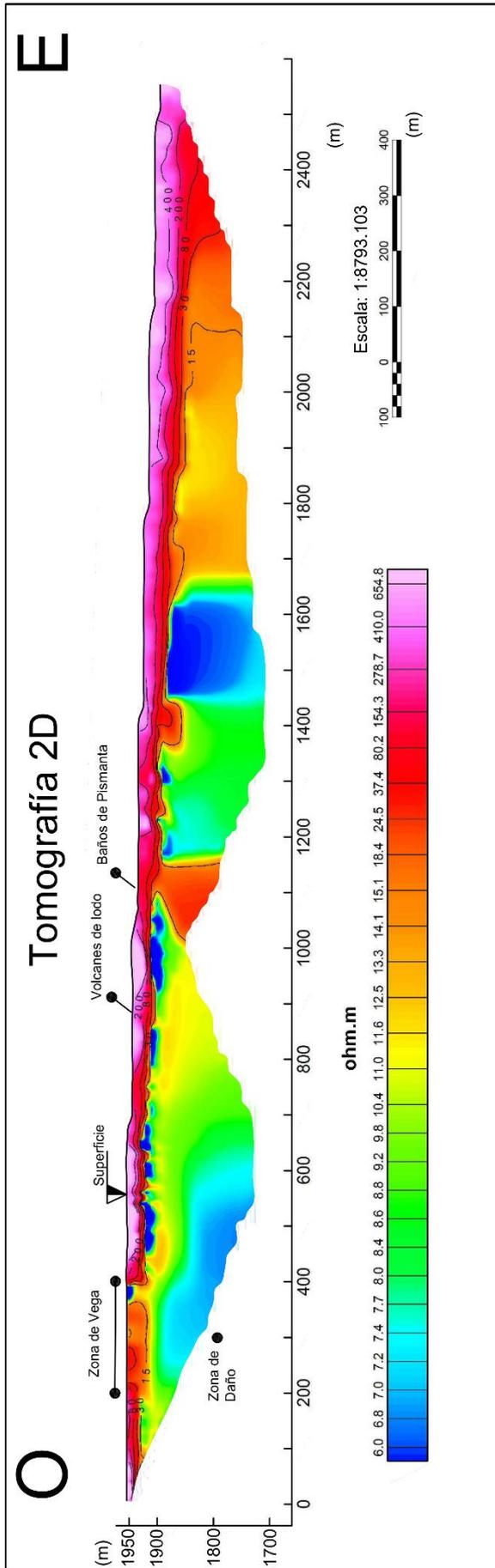


Figura 7.4: Tomografía final TER2D1-2-3 obtenida a partir de la combinación entre la TER2D1-2 y TER2D3 (Fig. 7.1), realizado con el programa Oasis Montag.

### **7.1.2 Resultados de las Tomografías eléctricas resistivas (TER) 2D:**

Las primeras observaciones en la TER2D1-2-3 concatenada permitieron discernir un decrecimiento general de la resistividad con la profundidad, condición muy notoria en los primeros 30 m (Fig. 7.4). En la tomografía eléctrica se distinguieron áreas de color azul, verde y amarillo, representadas por valores de resistividad ( $\rho$ ) < 15  $\Omega$ .m, respecto del paquete sedimentario que se encuentra suprayacente, el cual muestra valores resistivos mayores llegando a arrojar resistividades de hasta 650  $\Omega$ .m (Figs. 7.4 y 7.5). Por otro parte, a medida que las mediciones se aproximan al extremo oriental, se observa una profundización gradual del paquete sedimentario antes mencionado para la contraparte occidental. De este modo, el límite de 15  $\Omega$ .m antes mencionado, se encontraría alcanzando profundidades de hasta 70 m hacia el este; evidenciando de esta manera un cambio de pendiente en el subsuelo para esta línea de iso-resistividad a partir de los 1.200 m aproximadamente a lo largo del tendido, considerando el punto 0 m como el extremo occidental del perfil (Figs. 7.4 y 7.5). Por otra parte, zonas asociadas a una mayor proporción de humedad superficie en la TER2d1-2-3 como son la “zona de vega” y “Baños de Pismanta”, muestran una somerización de las curvas de iso-resistividad, para valores superiores al límite de 15  $\Omega$ .m; compatible con estas áreas destacadas en superficie (Figs. 7.5 y 7.6a).

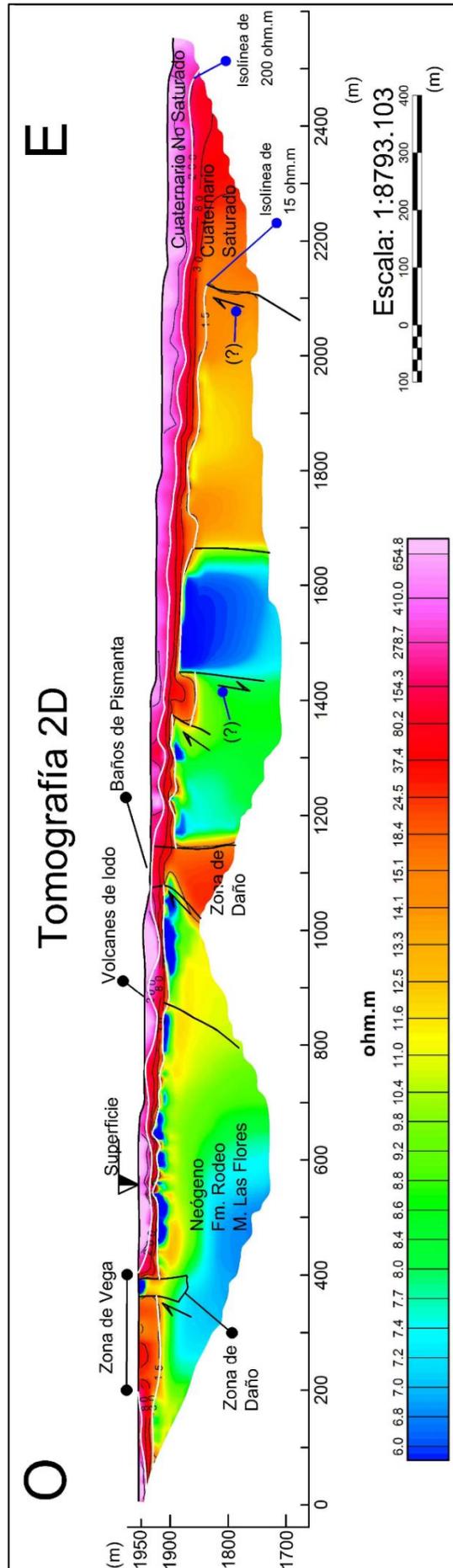


Figura 7.5: Interpretación realizada a partir del análisis de las anomalías de resistividad eléctrica observadas en la Tomografía TER2D1-2-3.

A partir de los estudios de geoelectrica llevados a cabo en el área de estudio (CRAS, 1982), se interpretó a la curva de  $15 \Omega.m$  como el límite Neógeno-Cuaternario. Por debajo de este contraste resistivo vertical, se asoció el techo del Miembro Las Flores y/o secuencias S9-S10. Para ello se tuvo en cuenta los afloramientos de esta unidad inmediatamente al norte del perfil, y por otra parte, en profundidad las sismo-secuencias observadas en este trabajo y por otros autores en las líneas de reflexión sísmica representativas del área de estudio (Fig. 7.6b, Fig. suplementaria 13.1) (Gonzalez et al. 2020). Los valores de resistividad se han asociado a una secuencia sedimentaria compuesta por rocas de areniscas finas, limolitas y arcillitas de esta unidad, la cual aflora en las inmediaciones de la localidad de Pismanta (Fig. 7.6b). Estas serían compatibles con las sucesiones sedimentarias permeables neógenas descritas anteriormente en este estudio, las cuales han sido asociadas al acuífero confinado profundo (Figs. 6.3, 6.5- 6.10a). Además, se infirieron depósitos de arcillitas y material muy fino saturado en aguas dulce-salobre para aquellas zonas con valores resistivos entre los 5 y 10  $\Omega.m$ . En el extremo oeste y por encima de esta unidad, se identificaron depósitos cuaternarios con un espesor de hasta 20 m de arenas saturadas, con clastos en menor proporción, matriz soportados, basados en valores resistivos abarcados entre los  $15 < \rho < 200 \Omega.m$  (Figs. 7.5 y 7.6c). Valores superiores se consideraron como relleno aluvial-fluvial seco y/o de transición (Figs. 7.5 y 7.6c). En la contraparte oriental, esta sucesión llega a alcanzar un espesor de 70 m aproximadamente (Fig. 7.5). De igual manera, se infieren profundidades de 10 m a 20 m para el límite superior del relleno sedimentario que se encuentra saturado (superficie freática o superior del acuífero neógeno (?)) para el ala oeste de todo el tendido. Este nivel presenta un aumento gradual en profundidad, hacia el este de la sección y en sentido de la pendiente regional actual de la cuenca. También presenta

un leve cambio de pendiente de esta superficie en el medio del toda la transecta de la TER2D1-2-3, aumentando de 1,74% a un 5,24%. En este sentido, se llegan a observar profundidades de 40 m en el extremo este (Fig. 7.5). Debe destacarse puntualmente, que la transecta medida fue realizada sobre un cauce intermitente fluvial actual, con pendiente hacia el este (Fig. 7.1).

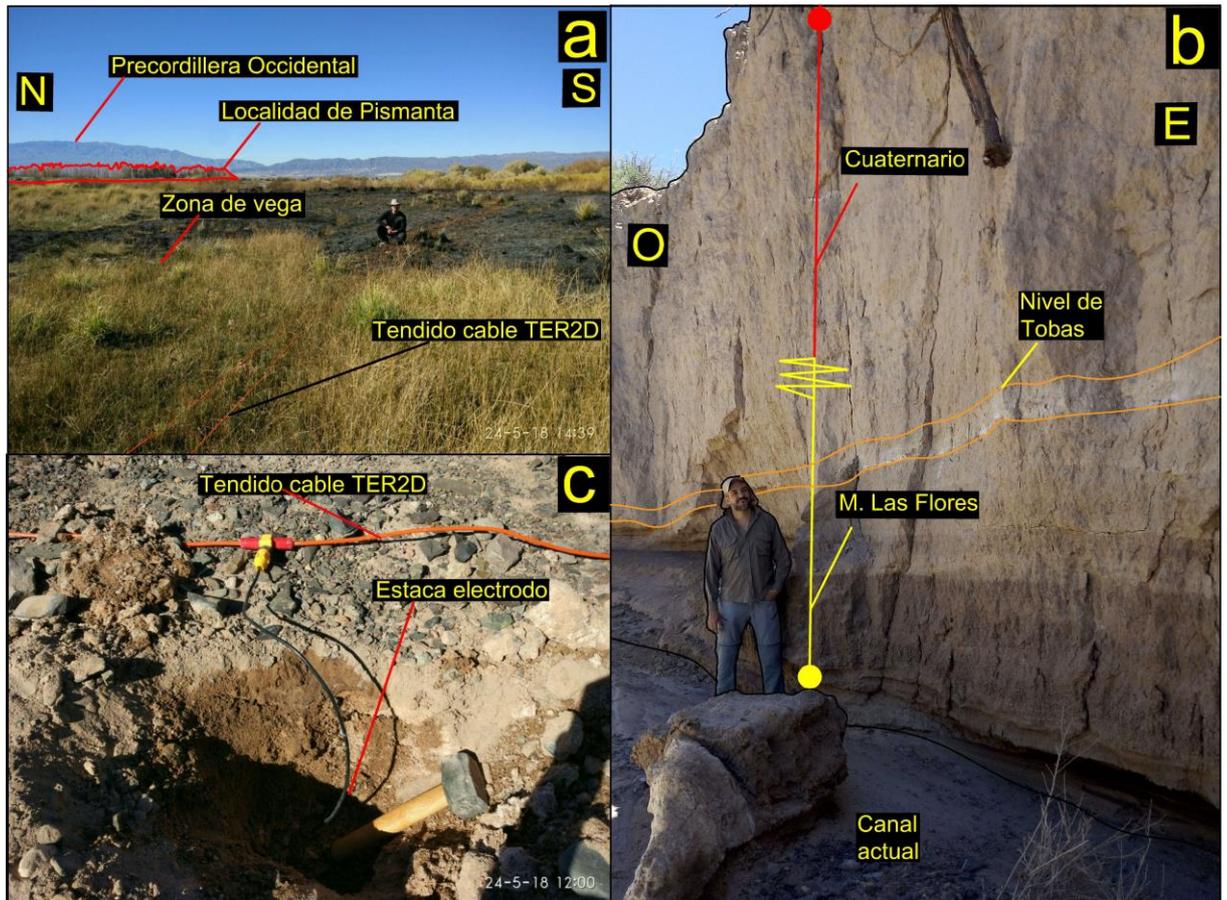


Figura 7.6: a) Fotografía del tendido de la tomografía eléctrica resistiva 2D (Ter2D), sobre la vega ubicada al SO de la localidad de Pismanta (Fig. 7.1). B) Fotografía del margen norte de un pequeño cañón, desarrollado por la erosión fluvial, ubicado al norte de la localidad de Pismanta. En esta imagen se puede observar el afloramiento subhorizontal neógeno del Miembro Las Flores, compuesta por rocas de limo-arcillitas, areniscas y un nivel de tobas, levemente compactadas (Fig. 7.1). C) Fotografía de los depósitos cuaternarios compuestos por limo-arcillas, arenas y gravas (subangulosas) en menor proporción. Sobre este material se dispuso el tendido de la tomografía eléctrica resistiva 2D (TER2D) (Fig. 7.1).

A lo largo del tendido, entre los 1000 m y 1700 m, se pudo observar una serie de anomalías subverticales de resistividad a los 30-40 m de profundidad, con saltos de resistividad de hasta 30 ohm.m; como el que se pudo identificar bajo el área de los baños de Pismanta (Fig. 7.5). Estos fueron identificados a través de los contrastes resistivos laterales, intersecciones de las líneas de iso-resistividad y/o desplazamiento de las mismas, observados en la TER2D1-2-3 (Fig. 7.5). En este sentido, tanto en la zona de los baños de Pismanta, como la zona de vega, además de observarse contrastes laterales de resistividad, se identificó la somerización de la línea de iso-resistividad de 200  $\Omega$ .m, llegando en sectores a intersectarse con la superficie (Fig. 7.5). En el área de los baños de Pismanta, se pudo observar un rechazo vertical de 10 a 15 m de la curva de iso-resistividad de 15  $\Omega$ .m. Este último permitió interpretar una zona de falla que además del abrupto contraste subvertical en las resistividades, se asoció a la presencia de una zona de mayor resistividad abarcada por el rango de  $15 < \rho < 60 \Omega$ .m (color naranja-rojo), respecto de la unidad neógena (Miembro Las Flores y/o secuencias S9-S10) que la rodea (Fig. 7.5). Esta área resistiva, ha sido asociada con una zona de falla, cuyos valores son compatibles con una litología de areniscas y material fino, saturado en agua, reflejando a su vez una posible anomalía de permeabilidad en profundidad. En este sentido, los valores de conductividad de muestras de agua termal medidos por el CRAS (1982) de 547  $\mu$ mho/cm = 18,28 ohm.m en las termas de Pismanta, son totalmente compatibles con estos valores de resistividad observados en la figura 7.5. Esto también permite plantear posiblemente que este contraste que se observa de manera lateral, asociado a una potencial zona de daño, sea producto por la saturación de esta agua en este medio permeable y no una consecuencia intrínseca de un cambio litológico. De igual manera, a los 1350 y 1450 m también se observan rechazos de 40 a 50 m para la

misma curva. En términos generales, el decrecimiento paulatino de la resistividad en los primeros 30 m de profundidad de todo el perfil, ha sido asociado al incremento del contenido de agua en los sedimentos, indiferentemente de la composición litológica de estos.

## **CAPÍTULO 8:**

### **8.1 Análisis de los métodos potenciales medidos en Pismanta:**

#### **8.1.1 Mediciones y procesamiento del Magnetismo terrestre**

Los datos magnetométricos fueron adquiridos en modo de *walking mag*, los mismos fueron corregidos por variación diurna, calculada mediante una estación base. Asimismo, se calculó la anomalía magnética al sustraer el campo normal según el IGRF (International Geomagnetic Reference Field). La anomalía magnética fue grillada con un espaciamiento de 10 m por el método de mínima curvatura. Un filtro Butterworth con una longitud de onda de corte de 200 m fue aplicado, con el objetivo de eliminar las bajas longitudes de onda (altas frecuencias) (Figura 8.1a). Además, la anomalía magnética fue reducida al polo (RP), de manera que pueda ser correlacionada con los métodos mencionados anteriormente (Figura 8.1b).

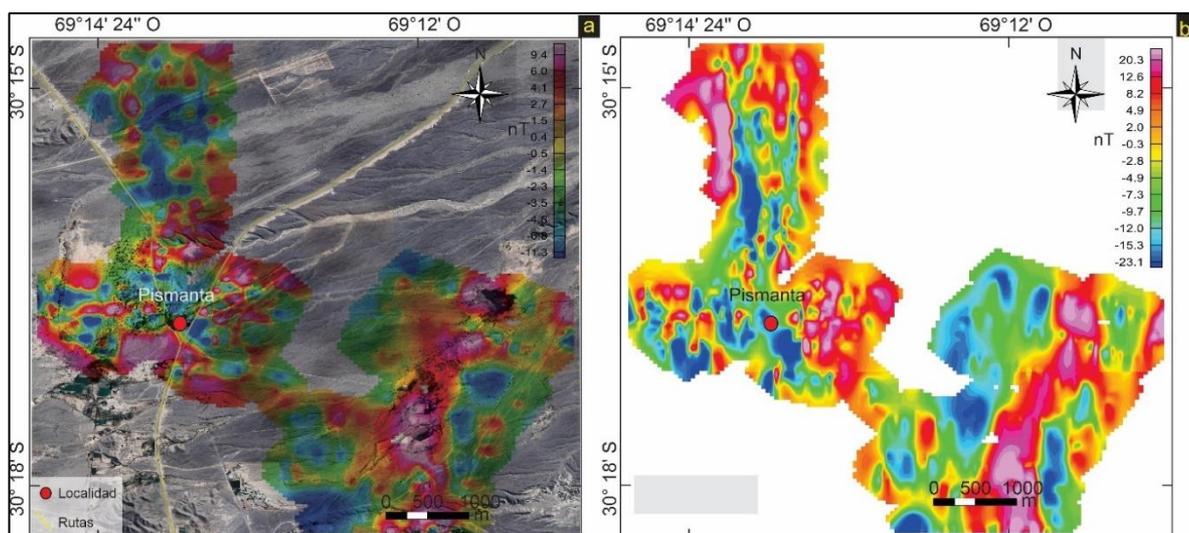


Figura 8.1: a) Mapa de anomalías magnéticas para el área de Pismanta, sobrepuesta a una imagen satelital obtenida de Google Earth. b) Mapa de anomalías magnéticas reducidas al Polo (RP).

### **8.1.2 Mediciones y procesamiento gravimétrico de precisión**

Los datos de gravedad en el área de estudio fueron obtenidos con un gravímetro Scintrex CG5, el mismo produce lecturas de gravedad en mGal, corregidas por deriva instrumental, marea luni-solar, vibraciones, desniveles y temperatura mediante una adecuada calibración de los parámetros en su software. Las mediciones tienen una precisión de 0,005 mGal, debido a la calibración (deriva de sus sistemas elásticos) realizadas el Instituto Geofísico y Sismológico Volponi (Ruiz et al., 2008; 2011, Leiva et al., 2015). El gravímetro Scintrex CG5 mide 6 veces por segundo y promedia las lecturas cada 1 minuto.

Los datos gravimétricos fueron adquiridos con un espaciamiento variable desde 250 m hasta 1000 m (Fig. 8.2a). Sobre cada punto de medición de gravedad, se midieron las coordenadas y la altura mediante un GPS diferencial Trimble. Las coordenadas de las estaciones de medición de gravedad se obtuvieron en pos-proceso mediante el software Trimble Business Center, las bases para el procesamiento se extrajeron de las estaciones permanentes CSLO (Casleo, Barreal), UNSJ (Universidad Nacional de San Juan) de la red nacional RAMSAC (Red Nacional de Monitoreo Satelital Continuo). El proceso se efectuó como red libre para asignar coordenadas a cada estación y luego se eliminaron errores con un proceso de red vinculada a las estaciones permanentes.

Luego, la anomalía de Bouguer fue calculada asumiendo una densidad de  $2,67 \text{ g/cm}^3$  (Hinze, 2003), mientras que el efecto de la topografía fue abstraído considerando también una densidad de  $2,67 \text{ g/cm}^3$  (Nagy, 1966; Kane, 1962). La anomalía de Bouguer fue grillada con un espaciamiento de 1 km por el método de mínima curvatura (Fig. 8.2b). Con el objetivo de relacionar las anomalías gravimétricas

con las estructuras de carácter cortical, se substrajo del mapa de anomalía de Bouguer el efecto gravimétrico producido por las estructuras regionales. Se optó por el método de continuación ascendente de anomalías (Jacobsen, 1987; Blakely, 1995), ampliamente utilizado en los campos potenciales, este método consiste en calcular el campo potencial a una altura determinada (Jacobsen 1987; Pacino e Introcaso 1987; Blakely, 1995; Gimenez et al., 2011). Esta transformación suaviza las cortas longitudes de onda, acentuando las anomalías más profundas. Se aplicó una continuación ascendente de 3 km para separar los efectos regionales de los residuales, de manera que dicha anomalía represente las estructuras más profundas. Posteriormente, la anomalía residual de Bouguer se obtuvo de sustraer a la anomalía de Bouguer la anomalía regional. Este mapa residual de anomalías (Figura 8.2c) representa estructuras de carácter superficial, mediante la cual se construyó un modelo *forward* 2D sobre los perfiles eléctricos (Figura 8.2d). El modelo 2D fue ajustado en base a los perfiles eléctricos, además, las densidades del relleno sedimentario de la cuenca se obtuvieron de perfiles sísmicos de Christiansen et al. (2021). Los sedimentos cuaternarios se modelaron con una densidad de 1,15 g/cm<sup>3</sup>, los sedimentos que colmatan la cuenca neógena asociado a la Formación Las Flores y Campanario fueron modelados con densidades de 2,01 y 2,28 g/cm<sup>3</sup> respectivamente. El modelo *forward* 2D fue ajustado a su vez, en base a los perfiles eléctricos (TER2D1-2-3) y magnéticos (Figura 8.3), lo que permitió fijar la base del cuaternario. Luego, las anomalías de las estructuras y las formaciones fueron ajustadas a la anomalía de Bouguer observada.

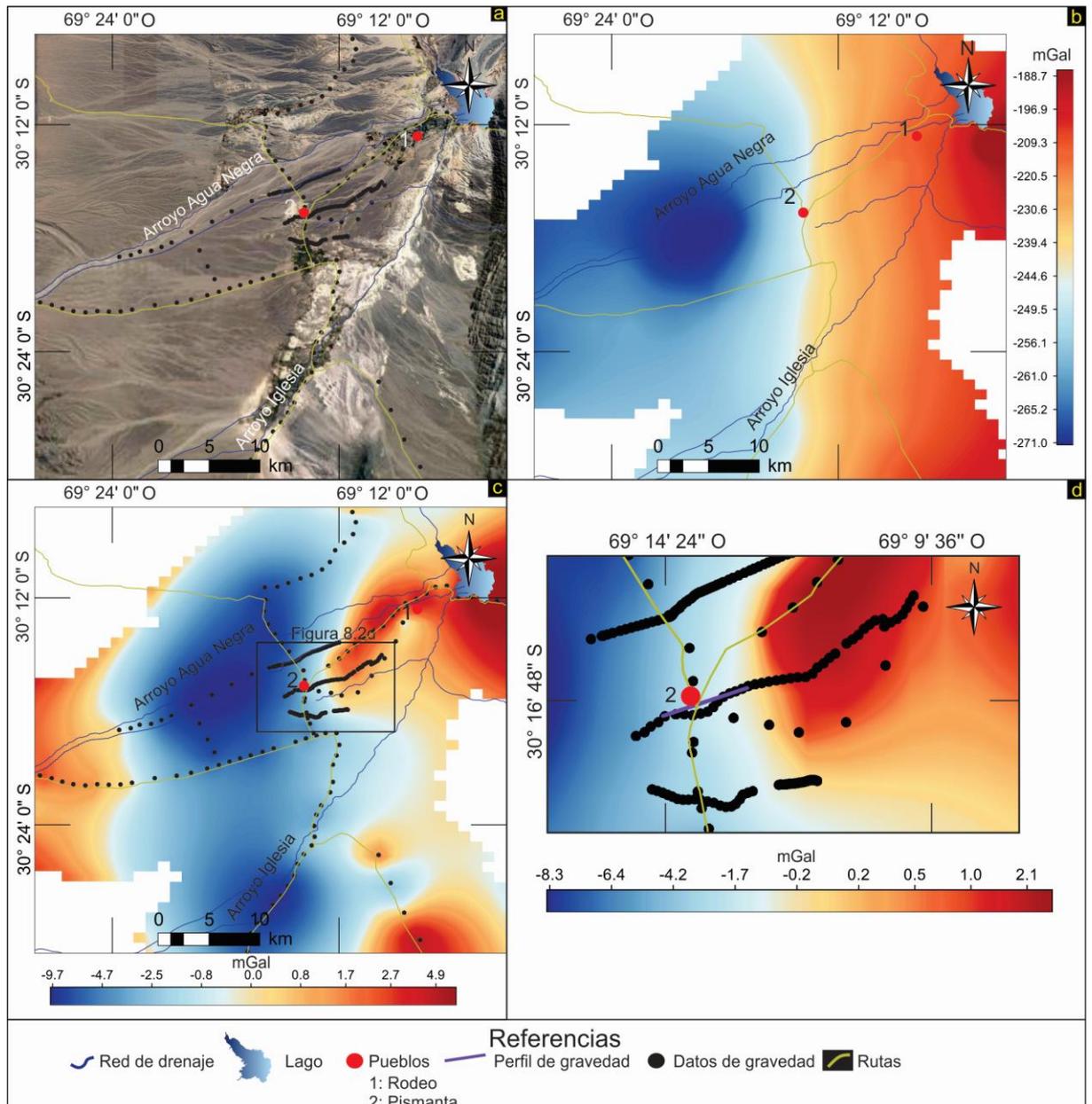


Figura 8.2: a) Imagen satelital de la cuenca de Iglesia con los puntos de gravedad utilizados en este estudio. b) Mapa de anomalías de Bouguer de la cuenca de Iglesia. c) Mapa de anomalías residual de Bouguer sobre impuesto los puntos de gravedad. d) Área de estudio del mapa de anomalías residual de Bouguer destacando la ubicación del perfil del modelo forward (línea violeta).

### **8.1.3 Resultados e interpretaciones de los Métodos potenciales locales medidos relacionados a la TER2D1-2-3:**

En la Figura 8.3 se presentaron los resultados previamente analizados de la TER2D1-2-3 junto con los perfiles geofísicos de magnetismo y de gravedad. Todos estos realizados en la misma transecta, para poder establecer una correlación entre las diferentes metodologías aplicadas (Fig. 8.3). Por un lado, las zonas de inflexión identificadas entre los valores máximos y mínimos en el perfil de magnetismo reducido al polo (RP), fueron congruentes con la interpretación de las estructuras propuestas en las interpretaciones de la TER2D1-2-3 (Figs. 8.3a y b). En este sentido, se pudo establecer una correlación positiva entre ambos métodos. Solo en algunas posibles zonas de fallas resaltadas con magnetismo ubicadas en el extremo oriental, se observó que no tenían representación alguna en las tomografías eléctricas, o por lo menos con lo que respecta al alcance en profundidad de esta última. Por otra parte, los datos de gravedad de alta resolución medidos en la comarca de trabajo, permitieron la construcción de un modelo *forward* en el perfil AA (Fig. 7.1, 8.3c y d). Este último permitió constreñir en un único modelo los datos de gravedad con los métodos anteriormente mencionados; considerando a su vez la representación de las condiciones geológicas del subsuelo. De esta manera, los resultados e interpretaciones preliminares llevadas a cabo por el método eléctrico, se aplicaron para ajustar el modelo, de tal modo que los valores de gravedad reflejaron una correlación congruente con las estructuras y el relleno sedimentario propuesto inicialmente. En este sentido, los valores de densidad fueron establecidos según velocidades de sísmica de refracción en trabajos previos realizados en la localidad de Pismanta (Christiansen et al., 2021). Los depósitos cuaternarios fueron definidos con

una densidad promedio de  $1,15 \text{ g/cm}^3$ , mientras que para el techo del miembro de Las Flores y/o secuencias S9-10? se propuso una densidad de  $2,069 \text{ g/cm}^3$ , la cual arrojó valores típicos del Neógeno de la zona. De igual manera, los sedimentos más profundos y de mayor densidad ( $2,289 \text{ g/cm}^3$ ), se asociaron con el miembro Lomas del Campanario y la secuencia S8 (?) (Fig. 8.3d, Fig. suplementaria 13.1). Siguiendo el modelo *forward* propuesto, esta unidad solo fue interpretada próxima a la superficie en el margen oriental del perfil (Fig. 8.3d). Por consiguiente, los valores resistivos identificados en el extremo este de la tomografía TER2D1-2-3, fueron asociados a esta unidad subyacente (Figs. 8.3a y d). De esta manera, el cambio lateral en la resistividad, podría interpretarse no solo a un cambio litológico y de saturación, sino a un cambio de densidades, compatibles con una posible disminución de su permeabilidad, para esta unidad y/o secuencia propuesta. Como resultado de las interpretaciones realizadas en el modelo, una posible paleopendiente contraria a la regional y actual de la cuenca, ha sido identificada. El buzamiento de esta secuencia hacia el oeste se corresponde con la disminución gradual de la gravedad observada en la misma dirección (Fig. 8.3c). Por otra parte, la curva de RP de magnetismo también sirvió como un elemento más en el análisis de esta unidad. Bajo este contexto se destacó la presencia de un escalón aproximadamente en el medio del perfil de la anomalía magnética, cuyo valor aumenta hacia el este. Este resalto ha sido asociado con la morfología del techo del miembro Lomas del Campanario “S8” del modelo *forward*. De esta manera, se pudo identificar una congruencia espacial entre la anomalía magnética y la geometría observada en el techo de esta secuencia (Figs. 8.3b y d). Teniendo en cuenta la ubicación del perfil de este estudio, se había mencionado anteriormente la correlación de estas unidades con las sismo-secuencias someras identificadas previamente por otros autores (Gonzalez et al., 2020). Además,

se pudo asumir una coincidencia geográfica con la ubicación del cambio de paleopendientes, interpretado por Gonzalez et al. (2020) como producto de la migración del depocentro hacia el extremo occidental de la cuenca Iglesia durante el Mioceno-Plioceno (Fig. suplementaria 13.1).

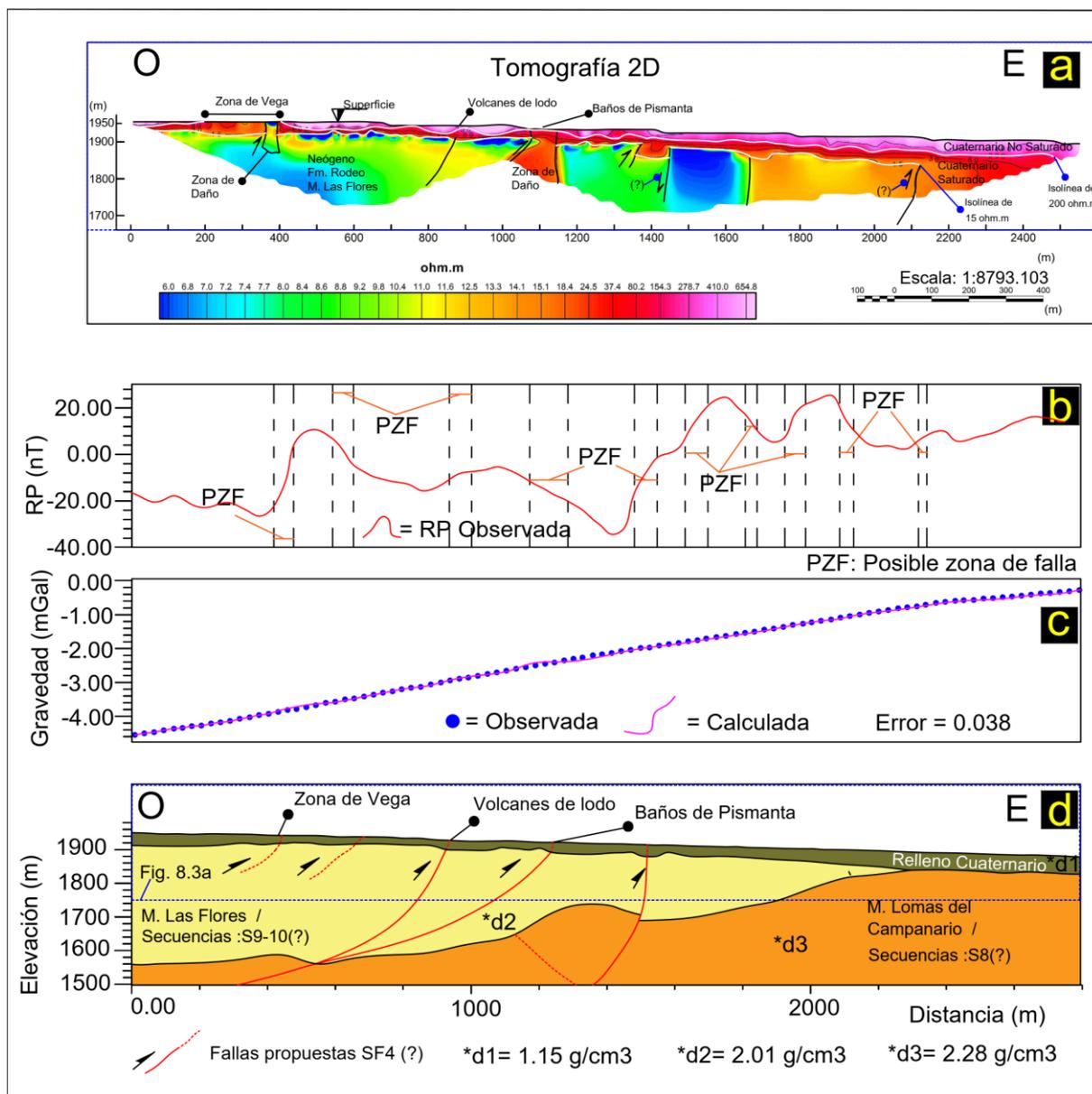


Figura 8.3: Interpretación conjunta de todas las metodologías geofísicas aplicadas sobre la misma transecta O-E, de este estudio (Fig. 7.1). a) Interpretación realizada a partir del análisis de las anomalías de resistividad eléctrica observadas en la Tomografía TER2D1-2-3 (Fig. 7.4). b) Análisis de las anomalías magnéticas obtenidas de la reducción al polo (RP; Línea roja). Las líneas discontinuas en negro fueron asociadas a posibles zonas de falla. c) Anomalía gravimétrica residual calculada (línea magenta) obtenida a partir del modelado *forward* que se muestra

en la figura 8.3d. La curva observada está representada por los puntos azules. d) Modelo geológico *forward* obtenido del procesamiento e interpretación de la gravedad, junto con el análisis integral de las metodologías geofísicas mencionadas anteriormente (Figs. 8.3a, b).

## **CAPÍTULO 9:**

### **9.1 Análisis estructural:**

#### **9.1.1 Interpretaciones del control estructural:**

El análisis de las líneas de reflexión sísmica 5335 y 5334a muestran la presencia de fallas inversas oblicuas referidas en el texto como zonas de falla Río Jáchal y Pismanta, las cuales involucran tanto al basamento como a la cubierta sedimentaria neógena de la cuenca de Iglesia (Figs. 4.1 y 4.3). El tiempo de la actividad de estas fallas ha sido asociado al intervalo de tiempo abarcado por el Plioceno, así como lo indica la presencia de los estratos de crecimiento observados en las líneas sísmicas. Estas muestran un evento contraccional principal durante la depositación de la secuencia S9 (5 Ma, Ruskin y Jordan, 2007) (Fig. 4.2). Por otro lado, las mediciones estructurales de campo realizadas en el área de Pismanta e inmediaciones, permitieron definir una gran zona de daño desarrollada por la intersección de las fallas inversas con valores de azimut ONO-, SES- (SF3a, b), N-S- y NNE- (SF4) (Fig.6.2). Este control estructural local se encuentra ubicado aproximadamente en el centro de la cuenca de Iglesia, en donde las sismosecuencias S8-S10 se encuentran expuestas en superficie (Fig. 6.1). De este modo, se pudo establecer una relación con las estructuras antes mencionadas en la línea de reflexión sísmica 5335, mostrando una correlación positiva entre el control estructural local y el regional de la cuenca (Figs. 6.1 y 6.2).

El modelo *forward* N-S regional sirvió como un elemento clave para reafirmar las interpretaciones realizadas a partir de las observaciones realizadas en

las líneas de reflexión sísmica, así como también del análisis llevado a cabo sobre los datos de gravedad satelital de baja resolución. De igual manera, los valores de anomalía de gravedad de los perfiles obtenidos del modelo 2008 EGM fueron a su vez correlacionados y comparados con las zonas de fallas de Pismanta y Río Jáchal identificados en las líneas sísmicas (Fig. 9.1). El análisis realizado entre las anomalías de la gravedad regional y satelital evidenció una correlación espacial positiva con las zonas de fallas antes mencionadas, determinadas en las líneas de reflexión sísmica (Figs. 5.4 y 5.5). Particularmente, la anomalía regional residual de Bouguer muestra valores mínimos en el lado sur de la zona de fallas de Río Jáchal, posiblemente relacionadas con un menor espaciamiento de las fallas observadas, las cuales se ven reflejadas en las líneas sísmicas (Figs. 5.5 y 9.1). En contraste, hacia el lado norte de esta zona de fallas mencionada, se observaron valores máximos de gravedad en el lado norte de la zona de fallas de Río Jáchal, los cuales se mostraron concordantes con la atenuación de la deformación de la cuenca, así como su somerización hacia esta dirección, observado de igual manera en la línea sísmica de reflexión 5335 (Figs. 5.5 y 9.1). Por otra parte, es importante destacar el hecho de que la gravedad regional medida proveyó información a mayor profundidad respecto de la que se pudo observar en las líneas de reflexión sísmica. De este modo, el gran contraste que se observó en la zona de fallas de Río Jáchal, favoreció la interpretación de una estructura con una raíz profunda dentro del basamento. Hacia el sur, el análisis local de la anomalía de Bouguer muestra un máximo positivo, donde la zona de fallas de Pismanta ha sido previamente definida (Fig. 5.4). En el centro de este perfil, se identificó un fuerte gradiente de la anomalía de gravedad, interpretado como fallas inversas con buzamientos tanto al norte como al sur, asociados con la zona de fallas de Río Jáchal (Fig. 5.4). Finalmente, en el extremo norte del perfil AB, el máximo positivo de la

anomalía residual está asociado con la locación de fallas SF3a de basamento y la pendiente regional de la cuenca, observada previamente en la línea de reflexión sísmica 5335, cuyo basamento se someriza hacia el norte (Fig. 5.4). Al no contar con información de pozos profundos tanto de geofísica, como de muestras de rocas, este modelo *forward* N-S regional propuesto permitió confirmar la profundidad del basamento, así como su morfología interpretada en la línea sísmica 5335.

“CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA-GEOFÍSICA DEL SISTEMA GEOTERMAL EN LA ZONA DE PISMANTA. IGLESIA. SAN JUAN. ARGENTINA”.

AUTOR: FRANCO GERMÁN CLAVEL

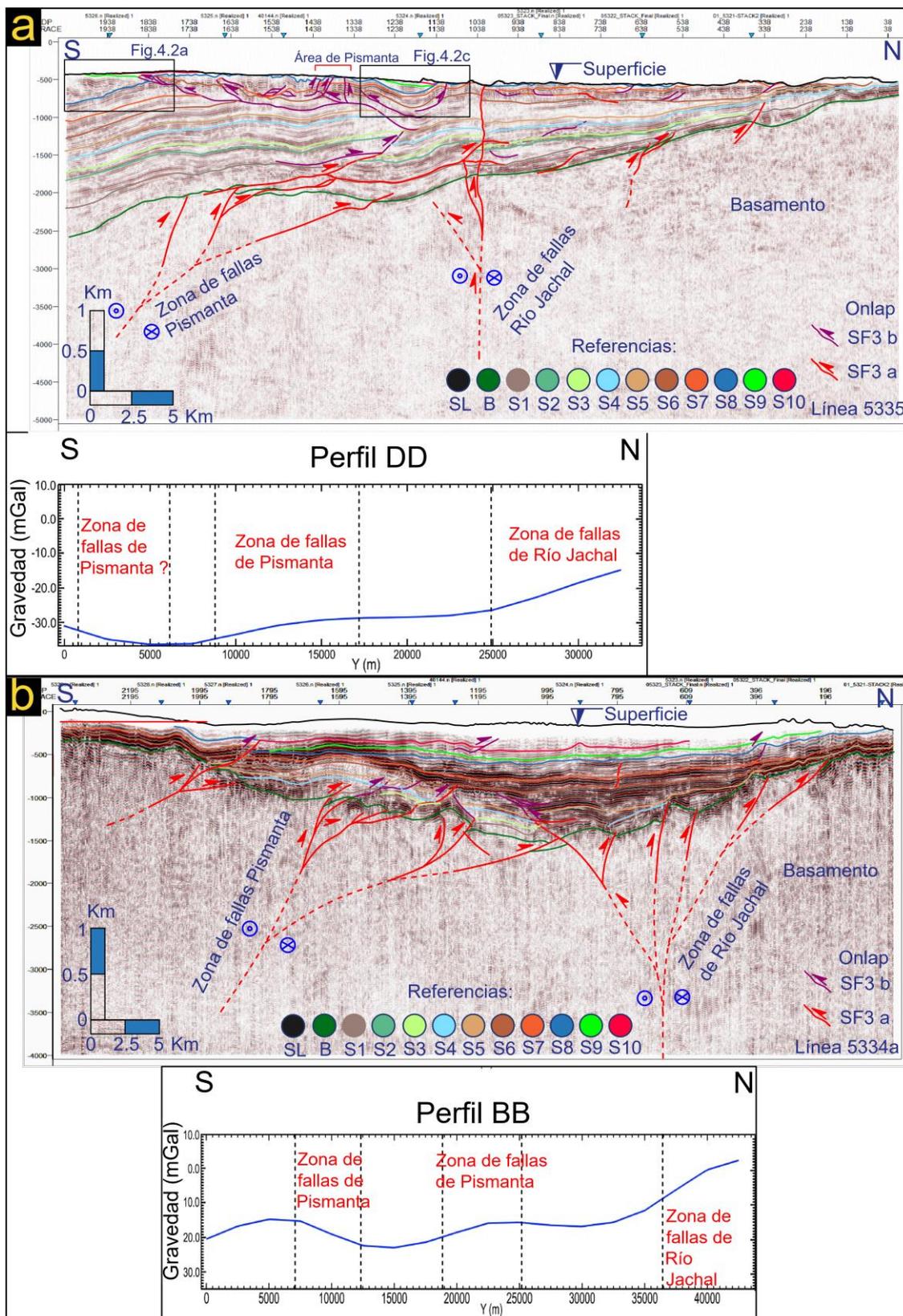


Figura 9.1: a) Perfil de gravedad DD satelital procesado e interpretado correlacionado a la línea sísmica de reflexión 5335. b) Perfil de gravedad BB satelital procesado e interpretado correlacionado a la línea sísmica de reflexión 5334a.

Considerando la continuidad de las zonas de fallas de Río Jáchal y Pismanta identificadas en los perfiles de gravedad satelitales y regional, paralelos a las sísmicas de reflexión analizadas (BB, DD y AB), se interpretó una orientación ONO para estas zonas de fallas, las cuales son oblicuas y/o perpendiculares a las principales estructuras regionales tanto de la cuenca de Iglesia como del orógeno andino. La interpretación del mapa de gravedad direccional presenta una tendencia con un azimut de  $\sim 146^\circ$ , para las fallas ONO- y SES- antes mencionadas (Fig. 5.6). Esto ha sido corroborado a partir del análisis del mapa de basamento construido por Gonzalez et al. (2020), a partir de la interpretación del basamento en todas las líneas de reflexión sísmica disponibles dentro de la cuenca (Fig. 9.2). Este último presenta a su vez áreas con una posible componente de cizalla, en donde a su vez también se encuentran ubicadas las zonas de fallas de Pismanta y Río Jáchal. De este modo, a partir de los *offsets* identificados en las curvas isopáquicas, es decir el desplazamiento de los depocentros observados en la cuenca, se ha propuesto una tentativa componente de rumbo sinestral, teniendo un menor desarrollo en la zona de fallas de Río Jáchal (Fig. 9.2).

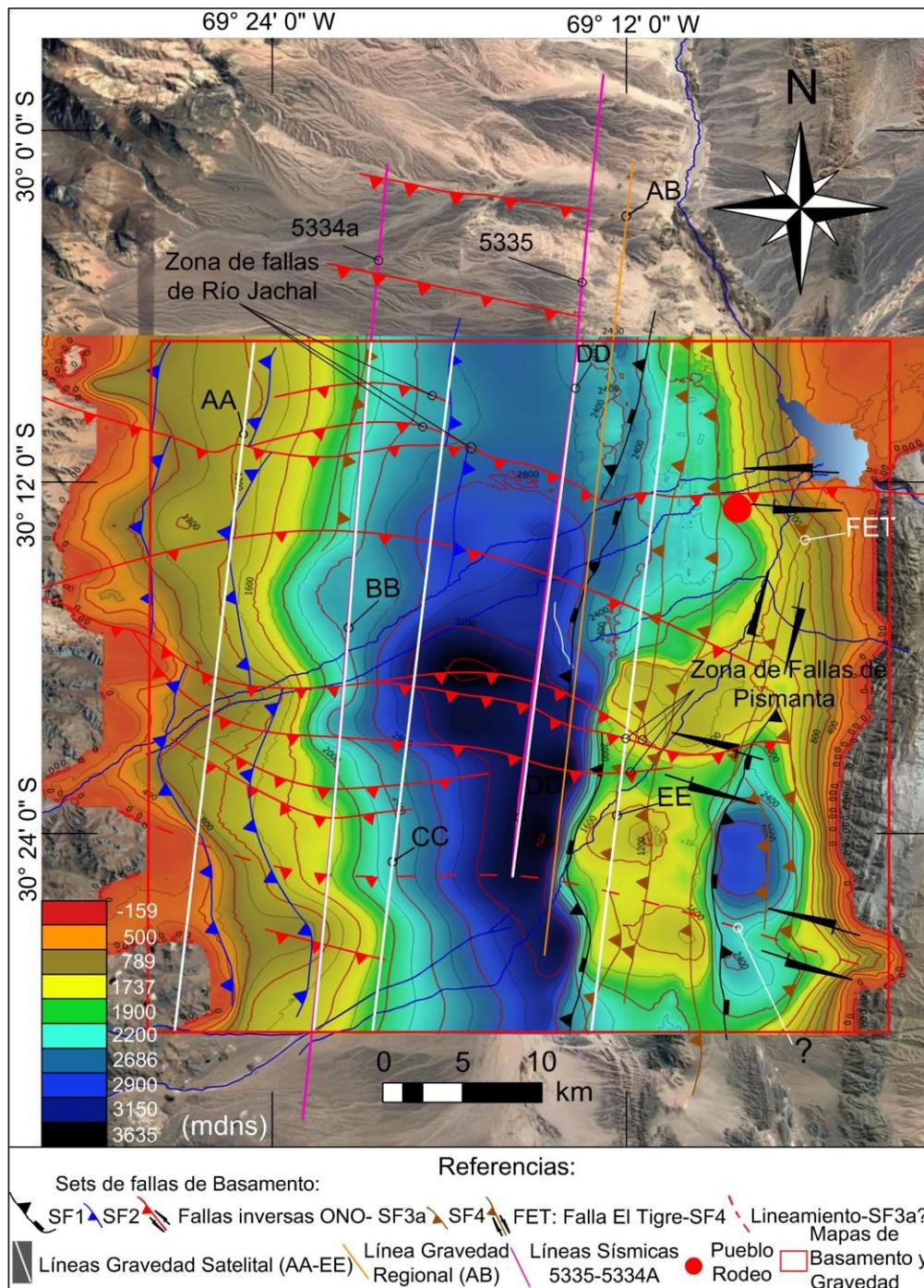


Figura 9.2: Mapa estructural de techo basamento de la cuenca de Iglesia (zona remarcada con rojo). Las líneas continuas rojas localizadas más al sur representan la zona de fallas de Pismanta, mientras que las líneas rojas continuas observadas más al norte representan la zona de fallas de Río Jáchal. Las líneas rojas intermitentes muestran un potencial lineamiento estructural. La escala de colores refleja la profundidad en metros debajo del nivel de superficie (m.d.n.s.), con valores positivos incrementando con la profundidad, siendo el valor 0 de referencia el nivel de superficie de la cuenca. Las transectas N-S identificadas en el mapa representan las ubicaciones en donde los perfiles de anomalía de gravedad satelital y regional, han sido medidos y analizados.

Como complemento de las mediciones estructurales de campo realizadas, los valores de resistividad y sus contrastes sub-verticales observados en la TER2D1-2-3, los resaltos interpretados en las anomalías magnéticas y el modelo de gravedad de alta resolución *forward* llevados a cabo a escala local, permitieron proponer fallas (SF4?) al sur del hotel de Pismanta (Fig. 8.3). Al no observarse sobre la superficie de medición vestigios de actividad de estas estructuras; se consideraron como indicadores tanto los lineamientos de los volcanes de lodo, como las intersecciones con las fallas existentes como la falla Pismanta-Las Flores, y aquellas medidas inmediatamente al norte de Pismanta, expuestas en este estudio (Fig. 6.1) (Pérez, 2022). Ambos fueron elementos claves para constreñir las tendencias de estas estructuras. En este sentido, se pudo interpretar la presencia de un sistema de fallas posiblemente con tendencia NNE- (SF4?), con planos de buzamiento de medio-alto ángulo al oeste y con un posible desplazamiento inverso.

Un aspecto destacable de este estudio estructural fue la observación de sets de fallas transversales (SF3a, b) identificados dentro de la cuenca de Iglesia. En este sentido, con el análisis de las estructuras identificadas en las líneas sísmicas 5335, y 5334a, las mediciones estructurales locales en Pismanta, en relación con los métodos complementarios y los nuevos datos medidos y adquiridos; se pudo demostrar la presencia de dos zonas de fallas inversas con tendencias principales ONO- y vergencia NNE- y SSO-, caracterizados por una componente de rumbo sinistral inferida a partir de las interpretaciones realizadas en el mapa estructural de techo basamento de la cuenca de Iglesia (Fig. 9.2). La actividad principal de este sistema estructural ha sido propuesta para el Plioceno, de acuerdo a la presencia de los estratos de crecimiento observados a partir de la depositación de la secuencia S9.

### **9.1.2 Sistema geológico estructural y evolución de los estadios tectónicos en la cuenca de Iglesia**

El análisis multidisciplinario presentado en este estudio involucra la interpretación de los datos de reflexión sísmica, perfiles de gravedad satelital, regional y local, el modelo *forward* de la gravedad regional y local medida de alta resolución, y la evidencia de los datos de campo medidos y colectados. Todo esto permitió revelar una estructura de subsuelo más compleja de lo que se conocía hasta el momento en la cuenca de Iglesia. Estos resultados indican la presencia de un control estructural caracterizado por fallas contraccionales con tendencia no solo NNE-, sino que además revelan nuevas estructuras ONO-. Este último conjunto de fallas mencionado, conspicuo y transversal a la cuenca, ha sido referido y subdividido en el presente trabajo como las zonas de fallas de Río Jáchal y Pismanta (Figs. 4.1, 4.3, 5.4-5.6, 6.2a, 6.4, 6.6, 6.7, 6.9, 9.1 y 9.2). Estas zonas de fallas representan un sistema estructural con vergencia NNE- y SSO- en menor proporción, asociado a fallas inversas imbricadas y/o transpresivas (?), con una variable componente de rumbo sinistral, cuya actividad tectónica afectó tanto al basamento como a la cubierta sedimentaria. Se propuso una estructura, con un desplazamiento complementario de rumbo más desarrollada en la zona de fallas de Río Jáchal, en donde se interpretó una posible geometría de estructura en flor (?) (Figs. 4.1 y 4.3). De acuerdo con la documentación de los estratos de crecimiento Pliocenos de las secuencias S9 y S10, junto con la evidencia de estructuras intra-Pliocenas de campo medidas en la localidad de Pismanta e inmediaciones, se presentó este estadio principal para este sistema de fallas dentro del Plioceno (Figs. 4.2, 6.4). Estas fallas han sido posteriormente afectadas por fallas inversas de bajo y alto ángulo, con tendencia NNE- (SF2 y SF4)

Ré et al., 2003; Alvarez-Marrón et al., 2006; Gonzalez et al., 2020); y por la falla de cizalla dextral El Tigre de alto ángulo con un azimut NE- (SF4?) (Bastías y Bastías, 1987). De este modo, las observaciones realizadas permitieron la adquisición de la evidencia necesaria para proponer un nuevo estadio tectónico en la cuenca de Iglesia, en donde tanto el relleno de la cuenca, como el basamento fueron deformados durante el Plioceno, como consecuencia de la actividad de las estructuras contraccionales y/o transpresivas (?) con tendencia ONO- (Fig. 9.3). Este sería un claro contraste con los estadios previos y posteriores a este, dentro de la cuenca, ya que estos fueron controlados por estructuras con tendencias NNE- (Fig. 9.3d).

Los resultados obtenidos en este estudio permitieron un entendimiento aún más completo de la evolución tectono-sedimentaria de la cuenca de Iglesia. De acuerdo con Gonzalez et al. (2020), la apertura de la cuenca ha sido asociada con fallas extensionales con dirección NNE- (SF1), las cuales se comportaron como estructuras extensionales predominantes de alto ángulo. Estas han sido asignadas a una edad Oligoceno tardío- Mioceno medio (?) (Fig. 9.3a). Luego fueron invertidas en el Mioceno medio, así como lo indica la presencia de estratos de crecimiento con sin-inversión; a su vez que se desarrollaron nuevas fallas inversas con la misma tendencia NNE- (SF2) (Gonzalez et al., (2020) (Fig. 9.3b). Conforme a estos autores, el estadio tectónico desarrolló un contrastante grado de inversión a lo largo de la cuenca, quedando esto reflejado en un mayor desarrollo de las fallas inversas en el extremo norte de Iglesia. Durante el Plioceno, el campo de estrés migró localmente desde una dirección ENE- respecto al eje de sigma 1. Esto favoreció el Desarrollo de estructuras transversales, contraccionales, transpresivas con un componente variable de rumbo sinistral (?) (SF3a, b), las cuales atravesaron a las estructuras andinas previas (SF1 y SF2) (Fig. 9.3c). Los estudios de neotectónica han indicado que la reciente

deformación se ha concentrado principalmente a lo largo de fallas inversas con valores variables de azimut NNE- (Bastías y Bastías, 1987; Siame et al., 1997; 2002; Perucca y Martos, 2009; Pérez y Costa, 2011; Perucca y Martos, 2012; Fazzito et al., 2013; Perucca y Vargas, 2014; Alcacer Sanchez y Perucca, 2017; Fazzito et al., 2017; Peri et al., 2017) (Fig. 9.3d). Hasta el momento, no hay evidencia estructural o geomorfológica de campo suficiente que indique que la actividad neotectónica esté asociada a la reactivación de estructuras con tendencia ONO-. Sin embargo, la actividad actual de estas estructuras transversales no debería ser descartada, para lo cual sería necesario realizar aún más estudios en la cuenca de Iglesia.

La formación conspicua de las estructuras transversales a los principales corrimientos andinos durante el Plioceno no es algo fácil de explicar. De todos modos, estructuras transversales regionales ya han sido previamente documentadas en estas latitudes. La presencia de estructuras con tendencia ONO- han sido observadas en la región de Precordillera y Sierras Pampeanas Orientales como es el caso de los lineamientos de Hualilán y Pie de Palo (e.g., Oriolo et al., 2014; 2015). Ambas estructuras han sido pobremente estudiadas, y han sido caracterizadas con una componente de rumbo sinistral inferida. Respecto a la edad estimada para la actividad y/o reactivación de estos lineamientos, todavía se presenta como una gran incertidumbre. Algunos autores han propuesto que las mismas habrían sido el producto de reactivaciones de anisotropías profundas de basamento, pre-neógenas, durante el Mioceno (Chernicoff y Nash, 2002; Oriolo et al., 2014; 2015). Este estudio es un paso hacia adelante en este tema y restringe la actividad de las fallas de rumbo ONO- dentro del Plioceno. De acuerdo con el modelo numérico realizado por Oriolo et al., (2015), las fallas con un azimut ONO- en Precordillera no habrían podido desarrollarse durante la orogenia andina a menos que estas estuvieran relacionadas

a estructuras profundas heredadas. Por otra parte, en Cordillera Frontal, el análisis de los datos de gravedad local y satelital además revelaron la presencia de lineamientos con una tendencia ONO- afectando al basamento paleozoico (Sánchez et al., 2017). Este último arreglo estructural mencionado, separa a los depocentros de ambos lados de Los Andes cordilleranos, y se encontrarían de manera coincidente con los afloramientos del grupo Choiyoi Permo-Triásico y la unidad formacional de Doña Ana del Oligoceno inferior- Mioceno (Sánchez et al., 2017). Evidencias de estas estructuras oblicuas también han sido identificadas en terreno en Cordillera Frontal por Winocur et al. (2015). Por todo esto, pensar que estas fallas de basamento, oblicuas documentadas en este estudio puedan ser el producto de la reactivación de lineamientos preexistentes durante el Plioceno, es posible. En un sentido aún más especulativo, estas estructuras preexistentes podrían haber influenciado además en los estadios previos extensionales y de inversión, en la cuenca de Iglesia (Gonzalez et al., 2020).

En un contexto amplio, el estadio Plioceno aquí propuesto, asociado con la formación de fallas con dirección ONO- en la cuenca de Iglesia se correlaciona al periodo donde la progresión oriental de la cuña orogénica fue reemplazada por deformaciones y exhumaciones generalizadas afectando desde Cordillera Frontal hasta el antepaís fragmentado pampeano (Allmendinger et al., 1990; Allmendinger y Judge, 2014; Fosdick et al., 2015; Mardonez et al., 2020). Además, este estadio coincide con un periodo de *gap* volcánico (Kay et al., 1991). Este cambio radical de la deformación de la placa superior ha sido asociado con un incremento del acoplamiento de interplaca, como consecuencia del desarrollo completo del estadio de subducción de losa plana Pampeana (Ramos et al., 2002; Fosdick et al., 2015). La reactivación de las anisotropías transversales preexistentes de basamento,

sobreimpuestas a las principales estructuras orogénicas ha sido documentada en el orógeno de los Larámides durante una rotación de su campo de estrés en el momento máximo de desarrollo de subducción de losa plana en el Cretácico-Paleógeno (Yonkee y Weil, 2015). En este sentido, se interpretó de manera análoga y en un contexto similar las estructuras transversales pliocenas documentadas en este estudio.

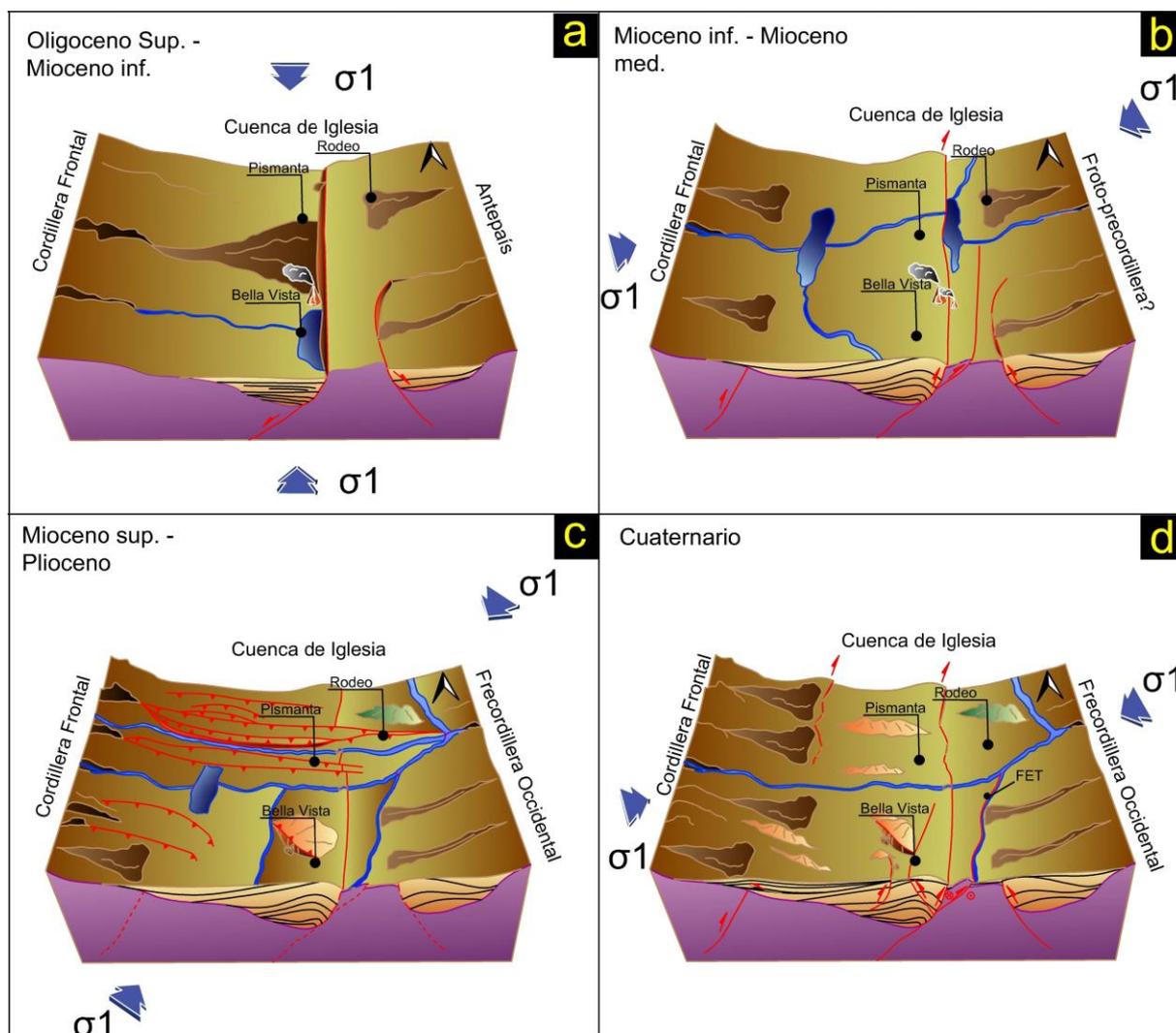


Figura 9.3: Evolución tectónica de la cuenca de Iglesia abarcando desde el Oligoceno hasta el Cuaternario. Se subdividió en 4 estadios: a) Desarrollo extensional inicial, b) Inversión tectónica, deriva del campo de estrés contraccional desde una dirección ENE- a NNE-, y d) Reordenamiento del campo de estrés contraccional desde la dirección NNE- a ENE-, en donde se destaca la falla El Tigre (FET).

## **CAPÍTULO 10:**

### **10.1 Análisis del *play* geotermal de Pismanta:**

#### **10.1.1 Resumen del ciclo hidrogeológico subterráneo profundo de la Cuenca de Iglesia:**

De acuerdo a los estudios estructurales, de geotermómetros, de temperatura de las vertientes en superficie y de radios iónicos, realizados por el CRAS, (1982); Pesce y Miranda, (2003); Christiansen et al., (2021) e Hinzer et al., (2021), el agua que se infiltra a través de las rocas de Cordillera Frontal en el flanco occidental del valle de Iglesia, discurre hacia la cuenca por medio de una circulación profunda, a 20-25 km del área de Pismanta. Este representa la zona principal de aporte para las secuencias sedimentarias permeables neógeno-cuaternarias de la cuenca (Fig. 3.4). Además, este estudio basado en el análisis de las pendientes regionales observadas tanto en las líneas sísmicas N-S, como en el mapa de basamento indican un aporte importante proveniente desde el Norte (Figs. 4.1, 4.3, 5.4, 9.1 y 9.2). De este modo, el agua se infiltra a través de rocas permeables o fracturadas ígneo-sedimentarias de edades Paleozoicas a Miocenas de Cordillera Frontal alcanzando en profundidad las secuencias de la cuenca de Iglesia hacia el SE, tanto neógenas como cuaternarias. Estudios previos basados en datos de geotermómetros y del gradiente geotermal de la zona, proponen a la secuencia 4 (S4) como la principal posible roca reservorio y medio permeable, en donde al llegar a la zona del depocentro el agua sigue su camino hacia la superficie canalizada a través de fallas inversas NNE (Christiansen et al., 2021). A su vez los estudios ya mencionados realizados por el CRAS, (1982) resaltan no solo las áreas de aporte,

sino que de manera preliminar establecieron un mapa de aguas subterráneas para el acuífero cuaternario, en donde se pudo observar como las estructuras neógenas se comportan como altos estructurales. Los mismos estarían controlando su drenaje tanto en sentido O-E como N-S (Fig. 3.4).

### **10.1.2 Control estructural del sistema geotermal de Pismanta:**

Con el objetivo de tener un análisis integral del sistema geotermal, y de esta manera abarcar también una escala de trabajo regional dentro de la cuenca de Iglesia, se utilizaron como línea base las últimas consideraciones estructurales generales de la cuenca realizadas por Gonzalez et al., (2021). Si bien estudios previos y algunos recientes asocian al sistema geotermal a fallas N-S (SF1, 2, 4) (Christiansen et al., 2021), los últimos avances aquí propuestos, relacionados a la estructuración de la cuenca han presentado importantes fallas ONO- (SF3a, b). Estas últimas estructuras mencionadas no solo controlaron la geometría del basamento de la misma, sino que además afectaron gran parte de las secuencias neógenas depositadas. Haciendo énfasis en esta última hipótesis, este estudio tuvo en cuenta la línea de reflexión sísmica 5335 aquí interpretada (Fig. 4.1). En esta se pueden observar dos grandes zonas de fallas de basamento ONO- contraccionales (SF3a), la zona de fallas de Pismanta y la zona de fallas de Río Jáchal; además de fallas secundarias y subsidiarias de iguales características afectando al relleno sedimentario (SF3b); así como una cuña orogénica de intracuenca con vergencia septentrional asociada a la zona de fallas de Pismanta.

Esta última se presenta como rampa de despegue, desde la base de la secuencia 6 (S6), si se considera a la falla ONO- (SF3) superior con vergencia hacia

el Sur, perteneciente a la cuña orogénica antes mencionada. Este último arreglo estructural está ubicado en el centro de la línea de reflexión sísmica 5335, y comunica la zona del depocentro partiendo desde la base de la S6 hasta las secuencias y las fallas más someras por debajo de las inmediaciones de la localidad de Pismanta (Fig. 4.1). De igual manera, así como se tuvieron en cuenta las rampas, superficies de despegue y secuencias asociadas a los sets de fallas NNE (SF4) propuestos en trabajos anteriores, se consideró que esta nueva configuración estructural sería equiparable y complementaria al sistema convencional geotermal propuesto por Christiansen et al., (2021). De este modo, teniendo en cuenta a la S6 como posible área fuente del agua geotermal, y considerando una ley de velocidad de 1 s de TWT = 2100m (Gonzalez et al., 2020; Christiansen et al., 2021), la profundidad máxima posible estimada y observada dentro de la línea sísmica 5335 fue de ~1200–1250 ms equivalente a  $\approx 2520\text{--}2625$  m (Fig. 4.1). Por otro lado, se consideró la temperatura promedio anual de  $15,7^\circ$  (Groeber, 1951; Secretaría de Minería, 1994), y un gradiente de  $30^\circ\text{C}/\text{km}$  para la zona de Iglesia calculado por Christiansen et al. (2021). De este modo, se pudo estimar una temperatura promedio del reservorio, la cual arrojó valores entre los  $91.3^\circ$  y  $94.5^\circ\text{C}$ .

Por otra parte, se destacó la importancia del plano de la falla superior de la cuña, la cual podría actuar no solo como rampa de ascenso del agua profunda caliente, sino además como el medio por el cual la secuencia S6 cabalgante y posiblemente permeable propicie la transmisibilidad del agua hacia zonas más someras dentro del relleno sedimentario. Esta falla de bajo ángulo pone secuencias profundas como la S6 por encima de secuencias con un proceso de diagénesis y litificación menos desarrollado. Esto permite inferir que además de la permeabilidad secundaria generada, el agua podría ascender de una manera más eficiente al

mantener mejor su temperatura producto del cabalgamiento de las secuencias inferiores hacia la superficie actuando como un sistema térmico mejor contenido y parcialmente aislado, desde el área fuente hasta zonas más superficiales del relleno de la cuenca. Esta hipótesis es consistente con un sistema de circulación hidráulico profundo evidenciado en trabajos previos a través del análisis de relaciones isotópicas medidas en muestras de agua en vertientes y volcanes de lodo naturales; y la propuesta de modelos geotermales para el área de Pismanta (Pesce y Miranda, 2003; Hinzer et al., 2021; Christiansen et al., 2021)

Para poder comprender aún más el sistema geotermal de Pismanta, se realizaron estudios locales en el área homónima, de manera tal que se pueda establecer una relación regional-local entre las estructuras, secuencias, y vertientes naturales. En este sentido y continuando con un análisis más detallado en la comarca de Pismanta, se analizaron y ponderaron los siguientes factores: 1) La asociación entre las ubicaciones de los volcanes y vertientes naturales tanto calientes como frías, activas como relictas; 2) Las zonas de resistividades bajas que evidencien un posible subsuelo saturado, relacionadas a posibles anomalías identificadas en perfiles locales de magnetismo y gravedad; 3) Las estructuras ya definidas, así como aquellas identificadas y medidas en la zona de trabajo en este estudio. Como resultado de este análisis conjunto, se propusieron a las zonas de fallas identificadas, tanto regionales como locales, como actores clave dentro del sistema geotermal, los cuales estarían favoreciendo la permeabilidad del mismo. Por otro lado, el agua subterránea proveniente de las secuencias neógenas, asociadas al techo del miembro Las Flores “S9-S10”, sería una propuesta evidente y compatible con los contrastes entre los bloques de baja de resistividad observados en la TER2D1-2-3 (Figs. 7.4 y 7.5), los cuales estarían controlados por estas estructuras antes mencionadas. En este

sentido, el modelo asociado al sistema estructural somero aquí propuesto, podría ajustarse al contexto estructural general-regional identificado en la cuenca, y de esta manera, relacionarse al ascenso de las aguas geotermales en profundidad.

De ser así, el sustrato neógeno definido como techo del miembro Las Flores, podría formar parte del acuífero actuando como el principal medio de transmisión, reservorio somero de las aguas termales, que llegan a superficie por medio de los volcanes de lodo y vertientes naturales observadas en superficie (Figs. 6.1 y 6.10). No podríamos asumir la misma hipótesis para el miembro Lomas del Campanario “S8” aquí propuesto, ya que este ha sido correlacionado en este trabajo con depósitos de mayor resistividad y densidad, sumado a la falta de una mayor información en profundidad asociada a esta secuencia. Las profundidades observadas para el miembro las Flores promedian entre los 40 m para el techo y 200 m para la base de esta unidad, según nuestras interpretaciones basadas en el análisis de la TER2D1-2-3 y el modelo de gravedad *forward* O-E local (Figs. 8.3a y d). Estas han sido identificadas como rocas compuestas por areniscas, limolitas y arcillitas con saturación en agua dulce-salobre. Teniendo en cuenta lo anterior mencionado y considerando esta secuencia como parte del acuífero neógeno, se asumió una correlación positiva con las profundidades identificadas por el CRAS (Centro regional de aguas subterráneas) (1982) para los acuíferos neógenos. Los valores registrados por esta institución, realizados a partir de mediciones en pozos de agua, partieron desde los 70 m, como el dato más somero obtenido en zonas aledañas a la localidad de Iglesia. De este modo, es factible considerar las profundidades aquí propuestas, en donde cotas más superficiales se asociaron a su vez al basculamiento contrario a la pendiente regional actual, generado a partir del rechazo, producto de las fallas inversas identificadas en el área (Fig. 8.3).

La presencia de alineamientos en superficie, parámetros termales y geoformas (volcanes de lodo) asociados de las vertientes naturales de la localidad de Pismanta han sido relacionados principalmente a sets de fallas propuestos en este estudio (SF1-SF2-SF3-SF4). Estos a su vez, junto a una litología permeable que propicie la transmisión del agua a superficie (Hinzer et al., 2021; Christiansen et al., 2021), permitieron analizar su posible dispersión, y recorrido (Fig. 6.1). En este sentido, las fallas ONO-(SF3b) y NNE- (SF4), así como las condiciones litológicas, el buzamiento de las unidades y de saturación propuestos en este estudio, presentaron una correlación favorable con este sistema geológico somero mencionado, el cual controla al play geotermal de Pismanta en los últimos 200-300m antes de llegar a superficie. Dentro de la secuencia neógena, se identificaron unidades limo-arcillosas, así como estratos de yeso, los cuales actuarían como roca sello. En este sentido, las mismas podrían ayudar al sistema geotermal, sirviendo en parte de aislante de la temperatura del agua geotermal de la zona. Dentro de este control estructural local y cercano a la superficie, se destacaron de manera significativa las fallas NNE-(SF4) como elementos clave del último tramo del recorrido del agua termal. Todo esto permitió la construcción de un modelo 3D esquemático del sistema superficial geotermal de Pismanta, en función de lo descrito en este trabajo y lo propuesto anteriormente por diferentes autores (Fig. 10.1) (Gonzalez et al., 2020; Hinzer et al., 2021; Christiansen et al., 2021).

De este modelo 3D, se pudo destacar una zona de falla principal, la cual se encuentra ubicada por debajo del hotel de Pismanta. Esta podría estar asociada en profundidad a estructuras previamente descritas, adyacentes y con tendencia NNE- como la falla Pismanta-Las Flores (Bastías et al., 1984; Perucca y Martos, 2009; 2012; Perucca y Vargas, 2014; Alcacer Sanchez y Perucca, 2017; Pérez, 2022). Las

vertientes y los volcanes de lodo termales revelaron una importante y potencial zona de permeabilidad, y saturación. Esta estructura sería un elemento clave para este sistema, la cual estaría actuando como el medio principal de transmisión del agua desde los 300 m de profundidad hasta la superficie. Probablemente, la paleopendiente definida en este estudio, asociada al techo del miembro Lomas del Campanario (?) y/o secuencia S8 también podría servir como otro elemento a considerar en este sistema. La disposición de esta unidad, permitió interpretar además una posible rampa de ascenso del agua a nivel local, desde los sectores orientales de la cuenca más profundos, hacia zonas someras, cercanas a la superficie en la comarca de Pismanta (Fig. 10.1).

Respecto al Cuaternario, se identificó a lo largo de todo el perfil un área de saturación, con una litología compuesta por arenas, material fino e intermedio y clastos mayores en menor proporción, asociados a procesos fluvio-aluviales, así como un posible retrabajo local de los depósitos neógenos del miembro Las Flores (Fig. 7.6c). Bajo este contexto, un proceso de dispersión asociado a una mayor permeabilidad y transmisión del agua proveniente del Neógeno, al llegar a los depósitos cuaternarios menos consolidados debe ser considerado al momento de estimar las zonas termales en la zona de estudio. Además, la posible mezcla con agua del acuífero cuaternario, asociados a zonas en donde éste se encuentre cubriendo por encima los sedimentos neógenos, podría ser otro factor a tener en cuenta (Fig.4). Todo esto antes mencionado, refuerza la idea de que la relación entre las vertientes termales y las fallas reconocidas deberían ser el principal elemento que controla superficial y localmente el sistema geotérmico de Pismanta. Esto respalda las hipótesis de otros autores, quienes ya han señalado esta conexión (Fig. 10.1) (Cras, 1982, Perucca y Martos, 2009; 2021; Christiansen et al., 2021; Hinzer et al., 2021).

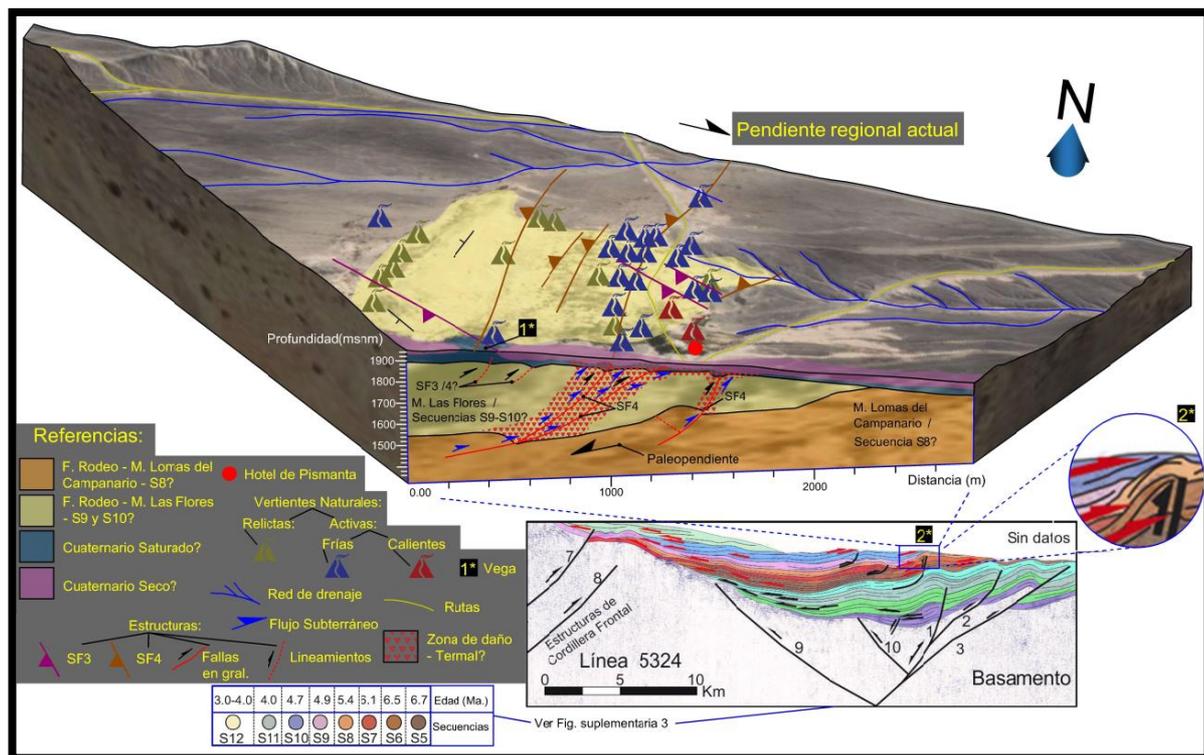


Figura 10.1: Modelo geológico 3D somero de la localidad de Pismanta e inmediaciones, destacando las estructuras y las posibles zonas de ascenso del agua termal interpretadas en este estudio (Fig. 8.3). La escala de trabajo permitió correlacionar este esquema propuesto, con interpretaciones regionales realizadas sobre las líneas de reflexión sísmica próximas a la comarca de trabajo (2\*), realizadas por Gonzalez et al (2020). (Fig. suplementaria 13.1).

Finalmente, y a modo de resumen, se puede especular que tanto a escala regional como local, la intensa deformación generada por la intersección de los set de fallas identificados en este estudio (SF1, SF2, SF3a, b, SF4), así como una estratigrafía favorable y su disposición en la cuenca, serían los elementos principales que habrían causado esta anomalía de permeabilidad observada en el área de Pismanta, asociada a una zona de daño, producto del desplazamiento de fallas con despegues profundos, llegando a involucrar inclusive al basamento (Figs. 1.1, 6.1, 6.2, 6.4-6.9).

### **10.1.3 Caracterización del *Play* geotermal de Pismanta:**

Teniendo en cuenta las observaciones e interpretaciones realizadas, junto con la información obtenida de estudios previos (Beer et al., 1990; Wetten et al., 1994; Lee, 2001; Pesce y Miranda, 2003; Gonzalez et al., 2020; Christiansen et al., 2021; Hinzer et al., 2021), se identificaron los principales parámetros regionales y locales que estarían controlando al *Play* geotermal de Pismanta en la cuenca de Iglesia:

i) El valle de Iglesia presenta el registro de un evento extensional ocurrido durante el Oligoceno-Mioceno medio (?), el cual condicionó la geometría inicial de la cuenca (Gonzalez et al., 2020). ii) Esto último implicó el desarrollo de un depocentro de 3500m aproximadamente, cubierto con depósitos continentales fluvio-aluvial-lacustres y material piroclástico (Beer et al., 1990), en donde las litologías antes mencionadas pueden ser consideradas favorables respecto a parámetros de permeabilidad y porosidad; las cuales han sido inferidas para la S4 en el trabajo de Christiansen et al. (2021). iii) En este contexto, el depocentro extensional permitió que la unidad S4 pueda alcanzar profundidad de aproximadamente 2500m para calentar el agua por gradiente geotérmico a temperaturas entre los 56°-95°C, en el área de la fuente termal, es decir en la roca reservorio del sistema, pudiéndose considerar como un sistema geotermal de baja entalpía (Lee, 2001; Pesce y Miranda, 2003; Christiansen et al., 2021). Las temperaturas medidas en superficie de las vertientes naturales presentan un rango de temperaturas que varía entre los 20-45°C, cuyas. La presencia de un sistema de circulación hidrológico profundo, propuesto por Christiansen et al., (2021) basado en el análisis de las relaciones isotópicas ( $\delta^{22}\text{H}$  /  $\delta^{18}\text{O}$ ), las sismosecuencias propuestas por Gonzalez et al., (2020) y los valores de geotermómetros obtenidos de Pesce y Miranda, (2003); presenta una correlación

positiva con las proporciones de radios iónicos medidos en muestras de agua, tomadas por Hinzer et al., (2021). Además, esta relación isotópica (con valores típicos de latitudes medias) no ha presentado evidencia de migración de oxígeno, mezcla con agua magmática o separación de vapor (Christiansen et al., 2021). En este sentido, otros estudios han medido valores de concentración bajos de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  en muestras de agua provenientes de vertientes naturales y volcanes de lodo. Estas proporciones son compatibles con fluidos no magmáticos (Hinzer et al., 2021). Los geotermómetros de Na-K-Ca y Qz medidos en el área de estudio, junto con los datos obtenidos de las relaciones isotópicas ( $\delta^{22}\text{H} / \delta^{18}\text{O}$ ) sugieren una temperatura promedio entre 56-95°C para el reservorio y un origen meteórico, no magmático para la fuente del sistema (Pesce y Miranda, 2003; Christiansen et al., 2021). De esta manera, se descarta la propuesta de algunos autores, respecto a la posibilidad de que sean aguas juveniles provenientes de algún núcleo magmático profundo (Wetten et al., 1994). Por consiguiente, un sistema no magmático extensional y convectivo ha sido estimado para el Play geotermal de Pismanta (Christiansen et al., 2021). iv) Siguiendo las estimaciones de velocidad llevadas a cabo por Gonzalez et al. (2020), se asumió una profundidad estimada en 2.520-2.625 m para la secuencia 6 (S6), cuya unidad ha sido propuesta en el presente estudio como posible unidad reservorio complementaria a la S4 antes mencionada (Fig. 4.1a). Para esta profundidad y teniendo en cuenta el gradiente de 30°C/Km calculado por Christiansen et al. (2021) para esta región, las temperaturas que se pueden alcanzar en la fuente serían de 91.3° a 94.5°C similares a las propuestas de trabajos previos (Pesce y Miranda, 2003; Christiansen et al., 2021). v) Considerando que las vertientes y manantiales poseen una descarga natural en superficie, se propuso un posible acoplamiento hidráulico entre las zonas de recarga y descarga. De esta manera y considerando que en términos generales la

secuencia S6 no está expuesta en la superficie, se puede sugerir que la conexión hidráulica entre la superficie y esta secuencia, estaría conducida a través de zonas de daño generadas por fallas y secuencias permeables más someras (Fig.4.1). vi) El marco geológico local en Pismanta y alrededores muestran set de fallas inversas y normales (en menor proporción), sirviendo como el último medio de comunicación del agua geotermal entre la roca reservorio S6-S4 y la superficie. Fallas inversas N-S (SF2 y SF4) ya han sido mencionadas en estudios previos como el principal control del sistema geotermal de Pismanta (Christiansen et al., 2021). Además, este estudio evidenció la presencia de fallas inversas ONO (SF3a, b), las cuales a su vez atraviesan fallas N-S sinextensionales SF1 y las subsecuentes sincontraccionales SF2 (Figs. 6.1 y 6.2). Los niveles permeables de areniscas favorecieron el ascenso del agua subterránea, comportándose como claros indicadores de las zonas de humedad asociadas y observadas en el área de estudio. Por otro lado, los niveles de limolitas-acillitas y evaporitas también habrían ejercido un control hidrogeológico asociado al ascenso del agua, al comportarse estas como capas sello, y de esta manera, constriñendo su ascenso hacia la superficie (Figs. 6.6-6.10). De esta manera, se ha propuesto en el presente estudio un fuerte control lito-estructural, y en consecuencia una anomalía en la permeabilidad para el *play* geotermal propuesto.

Algunos de los parámetros mencionados anteriormente han sido utilizados por Christiansen et al. (2021) y Hinzer et al. (2021) para explicar el Sistema geotermal. De todas maneras, en este trabajo se han considerado los nuevos parámetros arriba descritos, siendo elementos claves para este estudio. En este sentido, al no haber sido tenidos en cuenta previamente, su inclusión dentro del sistema hidrogeológico podría indicar un *play* geotermal aún más complejo de lo que se conocía hasta el momento. El hecho de que las vertientes termales aparezcan puntualmente en la

localidad de Pismanta y alrededores, y no a lo largo de las fallas inversas N-S que atraviesan el sistema sugeridas por Christiansen et al. (2021), posiblemente indiquen un control estructural-estratigráfico adicional al ascenso del agua. En este contexto, un ejemplo comparable y representativo podría ser el estudio realizado por Alcacer Sanchez et al. (2020b) en los baños de la Laja. En dicho estudio, se observan estructuras oblicuas en sentido ONO-, las cuales estarían controlando la extensión de las vertientes en las fallas NNE-. Por otro lado, Hinzer et al. (2021) relacionan la presencia de agua termal en la superficie de Pismanta e inmediaciones con un ascenso rápido del agua manteniendo una temperatura más alta, más cercana a la de la fuente. Todos estos autores consideraron como otro factor la mezcla de agua subterránea más fría de acuíferos cuaternarios someros con el agua termal profunda o la disminución de los caudales al llegar a la superficie como la clave en el enfriamiento de esta última en las afueras de la localidad de Pismanta y alrededores. Sin embargo, en este trabajo se destaca la importancia de la intersección de las fallas ONO (SF3a, b) y NNE (SF2,4) en el área de Pismanta (Figs. 6.1). Siguiendo esta línea de razonamiento, los resultados observados arrojan una anomalía de permeabilidad local producida por la intensa deformación en la intersección de estos sets de fallas (Figs. 1.1 y 6.1), los cuales estarían indicando un sistema geotermal más complejo del que se conocía hasta el momento. De este modo, el *play* geotermal de Pismanta estaría localizado en la intersección producida entre la zona de fallas ONO- de Pismanta y las fallas NNE- (Figs. 1.1, 4.1, 6.1, 6.4-6.9).

Además, se sugiere que la superficie de despegue de la cuña estructural de piel fina ONO (SF3a, b) podría estar conservando las condiciones de temperatura del área fuente, y de este modo, favoreciendo un ascenso eficiente del agua geotermal desde las secuencias S4-S6 a una profundidad estimada de 2520–2625 m hacia los

depósitos someros en la localidad de Pismanta (Figs.4.1). De allí, fallas ONO inversas de segundo orden junto con las fallas NNE inversas forman una malla de deformación, que como resultado final permiten la transferencia del agua hacia la superficie en un modo aún más competente y eficaz (Figs. 6.2 y 10.1).

No se puede asegurar que estas rampas de falla antes mencionadas dentro de un marco tectónico compresivo actúen como vías efectivas y permeables. De todos modos, si estas fueran consideradas como estructuras permeables, podrían cumplir la función de superficies que favorezcan la transmisión del agua subterránea proveniente de estas secuencias profundas. En este sentido, se puede sugerir que la zona de fallas ONO- de Pismanta descrita en este estudio (SF3a, b) provee los elementos clave para poder explicar las anomalías geotermales observadas en superficie, en la zona de la localidad de Pismanta y sus inmediaciones.

#### **10.1.4 Un modelo de *play* geotermal para la cuenca de Iglesia:**

El análisis geológico-geofísico y estructural general realizado en la cuenca hizo necesario definir un nuevo modelo geológico para el sistema geotermal de Pismanta. En este sentido, el catálogo esquemático propuesto por Moeck (2014) ha sido implementado en el presente trabajo, como una guía para este modelo. El catálogo caracteriza los controles geológicos asociados a los recursos geotermales, basándose en los diferentes ambientes geológicos. De este modo, provee un esquema lógico para la clasificación de los *plays* geotermales, p.ej., *Plays* geotermales magmáticos: de campos volcánicos y de tipo plutónicos; o *plays* geotermales no magmáticos: dominados por convección, dominados por conducción,

e híbridos entre estos, siendo estos últimos ejemplos claros de muchos yacimientos existentes (Moeck, 2014).

Teniendo en cuenta los últimos trabajos publicados asociados al control estructural, se han mostrado evidencias de un evento extensional (Gonzalez et al., 2020). Esta etapa inicial fue fundamental para la formación y desarrollo de la geometría actual de la cuenca. Esta hipótesis ha sido utilizada para estimar una primera propuesta relacionado a un sistema estructural N-S principal dentro de este campo geotermal para el área de Pismanta (Christiansien et al., 2021). El estadio extensional que desarrolló inicialmente la Cuenca de Iglesia podría considerarse como una estructura antigua y relictas la cual carece de implicancias certeras en la configuración actual del sistema geotermal. Aunque, la geometría del basamento, así como las estructuras con orientación N-S (SF1) han sido consideradas en este modelo antes mencionado (Christiansen et al., 2021); estos autores han tenido en cuenta la deformación contraccional subsecuente, durante el régimen compresivo regional (Sánchez et al., 2017; Gonzalez et al., 2020). A pesar de esto, los estudios llevados a cabo en este trabajo han permitido redefinir un nuevo modelo estructural integral, el cual es consistente con los datos estructurales medidos en las inmediaciones de la localidad de Pismanta (Fig. 6.2). En este sentido, se observó que el sistema geotermal de Pismanta está ubicado en la intersección de fallas NNE- (SF1, SF2), y ONO- (SF3). Por lo tanto, y teniendo en cuenta todo esto antes mencionado, esta última propuesta para el sistema geotermal de Pismanta no sería del todo representativa (Christiansen et al., 2021). De esta manera, se propuso clasificar el *play* geotermal de Pismanta dentro de un sistema geotermal estructural complejo. Esta nueva configuración de los diferentes sets de fallas definidos, ha sido considerada como un elemento clave dentro de este estudio. En este sentido, y comenzando por la asunción de que no es un *play*

de tipo geotermal magmático (CRAS, 1982; 1986; Pesce y Miranda, 2003; Hinzer et al., 2021), de acuerdo con Moeck (2014), éste tendría propiedades de tipo “Cuencas de antepaís” sobreimpuesto por uno de tipo “Sistema dominado por conducción dentro de cinturones orogénicos” (Fig. 10.2). En este caso, el transporte advectivo juega un rol importante, el cual en este caso estaría asociado a las cadenas montañosas de Cordilla Frontal y Precordillera Occidental. Dentro de este marco regional, la circulación profunda del agua meteórica y los despegues de fallas profundas están generalmente asociados a las vertientes naturales que llegan a la superficie en la cuenca (Grasby y Hutcheon, 2001). El modelo geotermal aquí expuesto para la cuenca de Iglesia es consistente con estos modelos estandarizados de *plays* geotermales, los cuales se extienden al largo de los cinturones orogénicos, asociados a las cuencas de antepaís, y en los cuales se observan generalmente flujos de calor moderados (Fig. 10.3) (Allen et al., 2006). Estos a su vez, se localizan dentro de las cuencas flexurales profundas, en donde los acuíferos se calientan principalmente por gradiente geotermal, y cuyas estructuras asociadas permiten el transporte del flujo advectivo caliente, desde zonas profundas a someras dentro de la cuenca de antepaís (Moeck, 2014). Aunque, hoy en día la cuenca de Iglesia forma parte de la zona externa de las depozonas de tope de cuña (*wedge-top depozone* o también conocida como cuenca de tipo *piggyback*); la subsidencia que se puede observar, cubierta por las secuencias identificadas previamente en las líneas sísmicas; ha sido generada en su gran mayoría durante su estadio extensional. Esto habría permitido que las rocas alcancen la profundidad necesaria para ser calentadas por gradiente geotermal, así como ha sido sugerido para los depocentros flexurales asociados a los sistemas de cuenca de antepaís convencionales (Decelles y Giles, 1996).

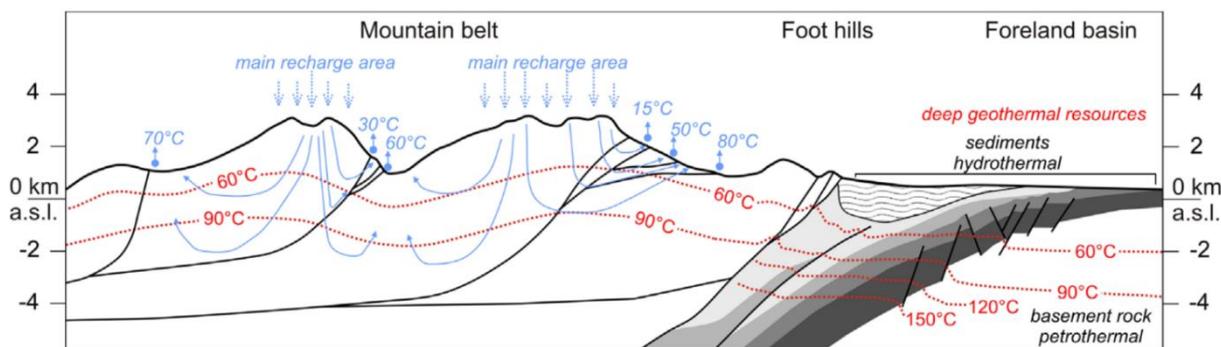


Figura 10.2: Modelo esquemático de los plays geotermales en cinturones orogénicos, adyacentes a cuencas de antepaís no magmático, tomado de Moeck, (2014). Presenta la distribución esquemática de las isothermas, zonas de recarga, geometría de fallas y cuencas, modificado de Craw et al. (2005). Las líneas azules reflejan las líneas de flujo, mientras que las líneas punteadas rojas las isothermas.

Como resultado de esta nueva propuesta, el sistema plantea la migración del agua subterránea desde las secuencias profundas de la cuenca hasta la superficie a través de un sistema de sets fallas bajo el área de Pismanta y zonas aledañas. Adicionalmente, el transporte advectivo producto de la circulación profunda desde las zonas de infiltración en la alta Cordillera y el despegue de fallas profundas de basamento, es muy significativo en toda la región andina, así como también esto ha sido expuesto en esta área de estudio (Fig. 10.3). Bajo este contexto, la zona de fallas ONO- de Pismanta (SF3a, b) y fallas NNE- inversas (SF1, SF2 Y SF4) son consideradas como las estructuras de primer orden que controlan tanto el basamento como la estratigrafía neógena de la cuenca, las cuales permiten el ascenso del agua termal desde la zona de reservorio (Figs. 10.1 y 10.3). Próximo a la superficie, estructuras de segundo orden con vergencia ONO-, SES-, NNE- y ENE-, junto con una litología de areniscas permeable y favorable; ofrecen las condiciones óptimas para el ascenso del agua geotermal desde una profundidad somera hacia las manifestaciones de agua en superficie, llámese: vertientes, vegas, volcanes de lodo.

Finalmente, y teniendo en cuenta todo lo anterior mencionado, se propuso un nuevo modelo para el *play* geotermal de Pismanta. Este presenta un fuerte control lito-estructural, el cual es totalmente compatible con la configuración actual de la cuenca, así como con los estadios tectónicos que condicionaron y afectaron su desarrollo y evolución (Fig. 10.3).

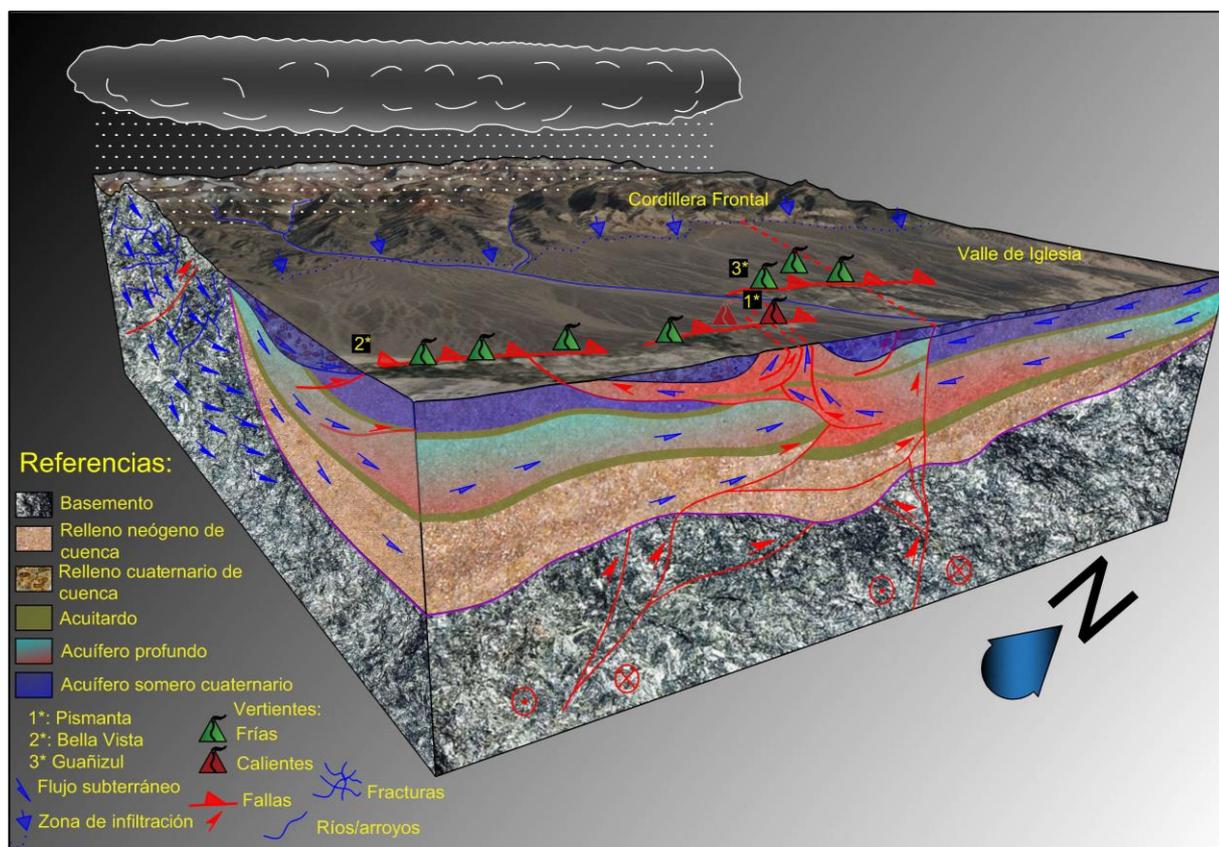


Figura 10.3: Modelo Geológico-Estructural de la cuenca de Iglesia, el cual muestra la hipótesis de un *play* geotermal híbrido de Pismanta. Esta propuesta permite entender la correlación entre los sets de fallas, las secuencias estratigráficas, ciclo hidrogeológico, gradiente geotermal (variación de color desde rojo-caliente y azul-frío), la fuente del agua geotermal, y los afloramientos de las vertientes naturales en superficie, todo comprendido dentro de este nuevo *play* geotermal.

## **CAPÍTULO 11:**

### **11.1 Conclusiones:**

El trabajo multidisciplinario realizado en la cuenca de Iglesia ha proporcionado un mayor entendimiento de las secuencias, estratigrafía y estructuras que afectaron esta región. A través del estudio, análisis e interpretación de líneas de reflexión sísmica N-S, tomografías eléctricas resistivas 2D (TER2D) O-E, datos de campo geológicos-estructurales medidos y métodos potenciales de gravedad y magnetismo, tanto regionales como locales, se han identificado nuevas estructuras y se propone un nuevo pulso compresivo en la cuenca.

Como resultado se identificó la presencia de estructuras tanto paralelas como transversales u oblicuas, a los principales corrimientos andinos. En este sentido, las tendencias de las estructuras regionales identificadas en la cuenca de Iglesia, presentaron una buena correlación con aquellas medidas localmente en la comarca de Pismanta. Las estructuras regionales antes mencionadas están caracterizadas por ser fallas inversas con orientación ONO-, ESE- con componentes variables de cizalla. Se realizaron nuevos mapas estructurales que involucran los sets de fallas que controlan al basamento, y para aquellas que afectan a la superficie de la cuenca. Además, los resultados exponen por primera vez evidencia certera asociada con estratos de crecimiento y fallas intraformacionales, las cuales permitieron constreñir el tiempo de desarrollo y actividad de estas fallas transversales al orógeno asignadas al Plioceno. De acuerdo con los análisis regionales, estas estructuras podrían haber sido producto de la reactivación de anisotropías preexistentes de basamento bajo un campo de estrés con tendencia NNE-. Este nuevo estadio tectónico aquí propuesto

presenta un claro contraste con los otros estratos tanto previos como el subsiguientes, los cuales en contraposición controlaron principalmente estructuras con un azimut promedio NNE-, característicos de los corrimientos andinos. El estudio de este nuevo sistema de fallas podría indicar una modificación transitoria del campo de estrés a los ~5 Ma, edad sobre la cual de manera especulativa se asoció con la mayor reconfiguración de la placa superior, ocasionada por el desarrollo completo de la subducción de la losa plana Pampeana. Este análisis complementario a la configuración estructural hasta entonces conocida en la cuenca de Iglesia permitió proponer un nuevo modelo geológico. Estos nuevos hallazgos relacionados al control estructural de la región, permitieron constreñir y redefinir el *play* geotermal de Pismanta. De esta manera, este nuevo modelo propone a la zona de fallas inversas ONO-, ESE- de Pismanta como un elemento clave relacionado a la sectorización del *play* de Pismanta en el centro de la cuenca, en donde su intersección con fallas inversas NNE- facilitan el ascenso del agua termal desde secuencia S6 a una profundidad estimada de 2.625 m; a través del despegue de la cuña orogénica de piel fina observada en las fallas transversales al orógeno, con una componente de rumbo sinistral inferida. Se pudo destacar una zona de falla principal somera interpretada y ubicada en el centro de la TER2D1-2-3, por debajo del hotel de Pismanta, posiblemente relacionada a la falla Pismanta-Las Flores, la cual reveló una importante y potencial área de permeabilidad y saturación (Fig. 7.1). Esta zona de falla presentó valores de resistividad compatibles con aquellos registros de conductividad tomados de muestras analizadas en trabajos previos, en el hotel de Pismanta. De este modo, se puede asumir que este control estructural somero representa un elemento clave para este sistema, el cual estaría actuando como el medio principal de transmisión del agua desde los 300 m de profundidad hasta la superficie. Además, se propone al techo

del Miembro Lomas del Campanario y/o secuencia “S8” como una potencial rampa de ascenso del agua subterránea. En este contexto, el agua proveniente de zonas más profundas estaría asociada a las secuencias depositadas durante migración del depocentro de la cuenca de Iglesia hacia el extremo occidental, durante el Mioceno-Plioceno. A modo de resumen, se puede afirmar entonces que a lo largo del trabajo se han presentado, datos, e interpretaciones, los cuales han documentado claros indicios de que tanto las fallas normales, contraccionales y transpresivas (?) con tendencia ONO y NNE, como volcanes de lodo, y vertientes naturales calientes; se encontrarían estrechamente relacionadas al ascenso del agua geotermal en superficie.

De esta manera, se puede interpretar esta configuración espacial basada en datos medidos de campo, una litología favorable y la intersección de estructuras ya definidas en la cuenca, como una anomalía de permeabilidad causada principalmente por la intensa deformación, localizada en el área de Pismanta e inmediaciones. Este arreglo lito-estructural permite que el agua ascienda de manera rápida, manteniendo una temperatura más cercana a la de la fuente geotermal del reservorio, mediante un recorrido más eficiente del fluido propuesto para el sistema geotermal de Pismanta. Estos nuevos hallazgos nos permitieron definir un *play* geotermal el cual tendría propiedades de tipo “Cuencas de antepaís” sobreimpuesto por un tipo de “Sistema dominado por conducción dentro de cinturones orogénicos”, siendo éste, producto de una evolución tectónica compleja de la cuenca de Iglesia.

Finalmente, para poder definir y caracterizar aún con más detalles el sistema geotermal de Pismanta, a partir de este estudio, se quiere ofrecer un mayor abanico de posibilidades para futuros trabajos de investigación, prospección y exploración dentro de la cuenca, relacionados a las áreas de estudio aquí propuestas.

En este sentido, tener un mayor conocimiento de la geología y la geofísica de la zona puede ser una herramienta útil para la población local. Esto les permitiría tomar mejores decisiones en cuanto al desarrollo económico de la región, especialmente en relación con la actividad geotérmica de Pismanta. Además, al utilizar esta energía alternativa, se contribuiría de manera sostenible a la preservación del medio ambiente.

## **12. BIBLIOGRAFÍA:**

- Al-Chalabi, M., 1973. Series approximation in velocity and travelttime computations. *Geophys. Prospect.* 2, 783–795.
- Alcacer Sanchez, J. y Perucca, L., 2017. Neotectonic analysis in the eastern piedmont of frontal cordillera, Central Andes. San Juan, Argentina. *Geociencias.* 36. 691-702.
- Alcacer Sanchez, J., Tejeda, F., Perucca, L., Haro, F., Miranda, S., 2020a. El método potencial (gravimetría) como herramienta en el análisis morfotectónico del valle de Iglesia, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 77.
- Alcacer Sanchez, J., Rothis, M., Haro, F., Perucca, L., Miranda, S., Vargas, N., 2020b. Geophysical analysis in a Quaternary compressive environment controlling the emplacement of travertine, eastern piedmont of Argentine Precordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, V. 98, 2020, 102432,
- Allen, D.M., Grasby, S.E., Voormeij, D.A., 2006. Determining the circulation depth of thermal springs in the southern Rocky Mountain Trench, south-eastern British Columbia, Canada using geothermometry and borehole temperature logs. *Hydrogeol. J.* 14, 159–172.
- Allmendinger, R.W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer et al., J., Mpodozis, C., Isacks, B. L., 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude. *Tectonics*, 9(4), 789–809. <https://doi.org/10.1029/TC009i004p00789>.
- Allmendinger, R.W., Judge, P.A., 2014. The Argentine Precordillera: A foreland thrust belt proximal to the subducted plate: *Geosphere*, v. 10, p.1203–1218,
- Alonso, J.L., Banchig, A.L., Voldman, G.G., Albanesi, G.L, Cardó, R., Fernández, L.P., Martín-Merino, G., Ortega, G., Festa, A., Rodríguez-Fernández, L.R., Ramos, V.A., 2015. Relación estructural entre la Precordillera Central y Occidental en la sección

del río San Juan; III Jornadas de Geología de Precordillera, San Juan, Argentina, Acta 28: 25-30.

Alonso, M. S., 2011. Estratigrafía, sistemas depositacionales y aspectos composicionales del relleno neógeno de la cuenca Rodeo-Iglesia, San Juan, Argentina (Doctoral dissertation). Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires

Alonso, M. S., Suriano, J., Limarino, C. O., 2008, Estudio sedimentológico y paleoambiental de evaporitas yesíferas de la Formación Rodeo, Provincia de San Juan, Argentina in Actas, Congreso Geológico Argentino, 17th, Jujuy: Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, 1323- 1324.

Alonso, M.S., Limarino, C.O., Litvak, V.D., Poma, S.M., Suriano, J., Remesal, M.B., 2011. Paleogeographic, magmatic and paleoenvironmental scenarios at 30°S during the Andean orogeny: cross sections from the volcanic-arc to the orogenic front (San Juan, Argentina). In Salfity, J. A., and Marquillas, R. A. (Eds), Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina, pp. 23-45.

Álvarez, O., Gimenez, M.E., Braitenberg, C., Folguera, A., 2012. GOCE satellite derived gravity and gravity gradient corrected for topographic effect in the South Central Andes region. *Geophysical Journal International* 190(2): 941-959.

Alvarez Marrón, J., Rodríguez Fernández, R., Heredia, N., Busquets, P., Colombo, F., and Brown, D., 2006. Neogene structures overprinting Palaeozoic thrust systems in the Andean Precordillera at 30°S latitude: *Geological Society of London Journal*, v. 163, p. 949–964, doi:10.1144 /0016 -76492005 -142

Angelelli, V., 1935. Informe sobre las minas de plata —El Salado — y de oro —El Rayadoll y —El Moradoll, Con observaciones geológicas en e l área de —El Saladoll; —Valle del Saltoll y —Valle del Cura llnsatituto Nacional de Geología y Minería. Inédito

- Angelelli, V., 1938. Algunos yacimientos metalíferos de la provincia de San Juan. Dirección de Minas y Geología, Boletín 46. Buenos Aires
- Angelelli, V., 1950. Recursos minerales de la República Argentina. I. Yacimientos metalíferos. Revista del Instituto Nacional de Investigaciones de las Ciencias Naturales, Museo Argentino de Ciencias Naturales —B. Rivadavia, Ciencias Geológicas, 2, 543 pp. Buenos Aires.
- Baldis, B., Beresi, M., Bordonaro, O., Vaca, A., 1984. The Argentine Precordillera as a key to Andean structure: Episodes, v. 7, p. 14–19.
- Barazangi, M., Isacks, B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. Geology 4,686-692.
- Barthelmes, F., 2009. Definition of functionals of the geopotential and their calculation from spherical harmonic models theory and formulas used by the calculation service of the International Centre for Global Earth Models (ICGEM). Scientific Technical Report STR09/02, GFZ German Research Centre for Geosciences, Postdam, Germany, March 2009, <http://icgem.gfz-postdam.de>
- Bastías, H.E., Weidmann, N. y Pérez, M., 1984. Dos zonas de fallamiento pliocuaternario en la Precordillera de San Juan. 9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 329 – 341.
- Bastías, H.E., Bastías, J.A., 1987. Fallamiento rumbo deslizante en el borde oriental de los Andes entre los 32 y 26 grados de latitud sur: X Congreso Geológico Argentino Actas, v. 1, p. 207–210.
- Beer, J.A., Allmendinger, R.W., Figueroa, D.E., Jordan, T.E., 1990. Seismic stratigraphy of a neogene piggyback basin, Argentina (1). AAPG Bull. 74, 1183–1202.
- Blakely, R.J., 1995. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press, 464 p., Cambridge.

- Bonorino, F.G., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 5(3), 6-110.
- Borrello, A.V., 1969. Los Geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales 14, 188.
- Butler, P., 2012. White noise suppression in the time domain. CSEG Rec 37, 39–44
- Capaldi, T.N., Horton, B.K., McKenzie, N.R., Mackaman-Lofland, C., Stockli, D.F., Ortiz, G., Alvarado, P., 2020. Neogene retroarc foreland basin evolution, sediment provenance, and magmatism in response to flat slab subduction, western Argentina. Tectonics, 39(7), e2019TC005958.
- Cardó, R., Díaz, I.N., 1999. Hoja Geológica 3169 I Rodeo, provincia de San Juan. Boletín N° 272 SEGEMAR. Buenos Aires.
- Cardó, R., Díaz, I.N., 2005. Memoria Hoja Geológica 3169-I, Rodeo. Servicio Geológico Minero Argentino, 52 pp., Buenos Aires.
- Cesari, S.N., Limarino, C.O., 1992. Palinomorfos Eocarboníferos en la Formación Cortaderas, provincia de San Juan, Argentina. Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina, vol. 2, no 1.
- Charrier, R., Ramos, V.A., Tapia, F., Sagripanti, L., 2015. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37°S (Chile and Western Argentina). Geological Society Special Publication. 399:13-61.  
<http://dx.doi.org/10.1144/SP399.20>
- Chernicoff, C.J., Nash, C.R., 2002. Geological interpretation of Landsat TM imagery and aeromagnetic survey data, northern Precordillera region, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 14(8), 813-820.
- Chiles, J.P., Aug, C., Guillen, A., Lees, T., 2004. Modelling the geometry of geological units and its uncertainty in 3D from structural data: the potential-field method. In

Proceedings of international symposium on orebody modelling and strategic mine planning, Perth, Australia (Vol. 22, p. 24).

Chouinard, A., Williams-Jones, A.E., Leonardson, R.W., Hodgson, C.J., Silva, P., Téllez, C., Rojas, F., 2005. Geology and genesis of the multistage high-sulfidation epithermal Pascua au-ag-cu deposit, Chile and Argentina. *Economic Geology*, 100(3), 463–490. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.100.3.463>

Christiansen, R., Clavel, F., Gonzalez, M., García, H.P.A., Ortiz, D., Ariza, J.P, Rodriguez, A., Leiva, F., Acosta, G., Martinez, P.M., Wohnlich, S., 2021. Low-enthalpy geothermal energy resources in the Central Andes of Argentina: A case study of the Pismanta system. *Renewable Energy*, Volume 177, November 2021, Pages 1234-1252.

Claerbout, J.F., 1985. *Imaging the Earth's Interior*. Blackwell Scientific Publications.

Contreras, V.H., Damiani, O., Milana, J.P., Bracco, A., Barrera, O.M., 1990. Paleógeno y Neógeno de San Juan. En O. Bordonaro (Ed.): *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan*, pp 154 – 185. 11° Congreso Geológico Argentino. San Juan.

Cortés, J.M., Vinciguerra, P., Yamin, M. y Pasini, M.M. 1999. Tectónica cuaternaria de la Región Andina del Nuevo Cuyo (28°-38° LS). En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29, 24(2): 760-778, Buenos Aires.

Cortés, J.M., Cegarra, M.I., 2004. Plegamiento cuaternario transpresivo en el piedemonte suroccidental de la Precordillera sanjuanina. *Asociacion Geologica Argentina*. Publicacion especial N° 7: 68-75.

Cortés, J.M., Casa, A.L., Pasini, M.M., Yamin, M.G., Terrizzano, C.M., 2006. Fajas oblicuas de deformación neotectónica en Precordillera y Cordillera Frontal (31°

- 30´-33° 30´ LS): controles paleotectónicos. Asociación Geológica Argentina. Nº 61 (4): 639-646.
- Cox, M., 1999. Static Corrections for Seismic Reflection Surveys. Society of Exploration Geophysicists <https://doi.org/10.1190/1.9781560801818>.
- CRAS (Centro Regional de Aguas Subterráneas), 1982. Investigación hidrogeológica en el valle de Iglesia, Provincia de San Juan.
- CRAS (Centro Regional de Aguas Subterráneas), 1986. Antecedentes de las vertientes termales Pismanta y Agua Hedionda, Provincia de San Juan. RR N°48 (Respuesta a requerimiento). Inédito. 6.
- Craw, D., Koons, P.O., Zeitler, P.K., Kidd, S.F., 2005. Fluid evolution and thermal structure in the rapidly exhuming gneiss complex of Namche Barwa-Gyala Peri, eastern Himalayan syntaxis. *J Metamorph Geol* 2005; 23:829–45.
- Cristallini, E.O., Ramos, V.A., 2000. Thick-skinned and thin-skinned thrusting in the la Ramada fold and thrust belt: Crustal evolution of the high Andes of San Juan, Argentina (32°SL). *Tectonophysics*, 317(3-4), 205–235. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00276-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00276-0).
- DeCelles, P.G., Giles, K.A., 1996. Foreland basin systems. *Basin Res.* 8 (2), 105–123.
- De Martonne, E., 1935. Problemes des regions arides sud-americaïnes. In *Annales de Géographie* (pp. 1-27). Armand Colin.
- Díaz-Alvarado, J., Galaz, G., Oliveros, V., Creixell, C., Calderón, M., 2019. Fragments of the late Paleozoic accretionary complex in central and northern Chile: Similarities and differences as a key to decipher the complexity of the late Paleozoic to Triassic early Andean events. In: *Andean Tectonics* (Horton, B.K.; Folguera, A.; editors). Elsevier Inc.: 509–530.

- Eder, J.C., Wetten, C., 1975. Investigación del agua subterránea en el valle de Iglesia. Informe preliminar. Publicación P-085 de Centro Regional del agua Subterránea, Inédito. En: Cardó, r y Díaz, I. Hoja Geológica 3169-I-Rodeo, provincia de San Juan, 272 pp. 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(5), 1447-1466. DOI 10.1007/s00531-013-0873-9
- Fazzito, S.Y., Rapalini, A.E., Cortés, J.M., Terrizzano, C.M., 2017. Vertical-axis rotations and deformation along the active strike-slip El Tigre Fault (Precordillera of San Juan, Argentina) assessed through palaeomagnetism and anisotropy of magnetic susceptibility. *International journal of earth sciences*, 106(2), 631-657. DOI 10.1007/s00531-016-1332-1
- Fernández-Seveso, F., 1993. Sismoestratigrafía de la Cuenca de Iglesia. Informe Actividades. En la Universidad Cornell YPF Informe interno. 10.408, 20.
- Fosdick, J.C., Carrapa, B., Ortíz, G., 2015. Faulting and erosion in the Argentine Precordillera during changes in subduction regime: reconciling bedrock cooling and detrital records. *Earth Planet. Sci. Lett.* 432, 73–83. DOI:10.1016/j.epsl.2015.09.041
- Fosdick, J.C., Reat, E.J., Carrapa, B., Ortiz, G., Alvarado, P.M., 2017. Retroarc basin reorganization and aridification during Paleogene uplift of the southern central Andes. *Tectonics*, 36(3), 493-514. DOI: 10.1002/2016TC004400

- Furque, G., 1963. Descripción Geológica de la hoja 17b, Guandacol (Provincias de La Rioja y San Juan). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 92, Buenos Aires, pp. 104.
- Furque, G., 1979. Descripción de la Hoja Geológica 18 c, Jáchal, Provincia de San Juan., Carta Geológico-Económica de la República Argentina Escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional, Boletín 164, Buenos Aires.
- Gagliardo, M.L., Caselli, A.T., Limarino, C.O., Colombo Piñol, F., Tripaldi, A., 2001. Las unidades terciarias de la Cuenca Rodeo-Iglesia: validez y correlación de las unidades formacionales (Nota Breve). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 56, 121-125.
- Garleff, K., Schäbitz, F., Stingl, H., Veit, H., 1991. Jungquartäre Landschaftsentwicklung und Klimageschichte beiderseits der Ariden Diagonale Südamerikas. Bamberger Geographische Schriften 11: 359-394.
- Giambiagi, L., Álvarez, P.P., Creixell, C., Mardonez, D., Murillo, I., Velásquez, R., Lossada, A., Suriano, J., Mescua, J., Barrionuevo, M., 2017. Cenozoic Shift from Compression to Strike-Slip Stress Regime in the High Andes at 30° S, During the Shallowing of the Slab: Implications for the El Indio/Tambo Mineral District. Tectonics, 36(11), 2714-2735
- Gianni, G., Navarrete, C., 2022. Catastrophic slab loss in southwestern Pangea preserved in the mantle and igneous record. Nature Communications. 10.1038/s41467-022-28290-z.
- Gimenez, M.E., Novara, I., Alvarez Pontoriero, O., Introcaso, A., 2011. Análisis de la cuenca del Bermejo en los últimos 8 Ma. Geoacta 36(2):177-187.
- Gonzalez, M., Clavel, F., Christiansen, R., Gianni, G.M., Klinger, F. L., Martinez, P., Butler, K., Suriano, J., Mardonez, D., Díaz, M., 2020. The Iglesia basin in the southern

- Central Andes: A record of backarc extension before wedge-top deposition in a foreland basin. *Tectonophysics*, 228590.
- Grasby, S.E., Hutcheon, I., 2001. Controls on the distribution of thermal springs in the southern Canadian Cordillera. *Can. J. Earth Sci.* 38, 427–440.
- Groeber, P., 1951. La Alta cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30'. *Revista del Instituto de Investigación de las Ciencias Geológicas*, 1 (5): 349-355.
- Hayes, G., 2018. Slab2 - A Comprehensive subduction zone geometry model: *Science*, 362, 58-61. <https://doi.org/10.1126/science.aat4723>
- Hinze, W.J., 2003. Bouguer reduction density, why 2.67?. *Geophysics*, 68(5), 1559-1560.
- Hinzer, S., Altherr, M., Christiansen, R., Schreuer, J., Wohnlich, S., 2021. Characterization of an artesian groundwater system in the intramontane basin of the Valle de Iglesia, Central Andes, Argentina, *Int. J. Earth Sci.* (2021) 1e13. <https://doi.org/10.1007/s00531-021-02058-0>
- Hofmann-Wellenhof, B., Moritz, H., 2006. *Physical geodesy*, Springer Science y Business Media.
- Hu, J., Liu, L., Hermosillo, A., Zhou, Q., 2016. Simulation of late Cenozoic South American flat-slab subduction using geodynamic models with data assimilation. *Earth and Planetary Science Letters*, 438, 1-13.
- Hubral, P., Krey, T., 1980. Interval velocities from seismic reflection time measurements. *Soc. Exploration Geophysicists* 203.
- Jacobsen, B.H., 1987. A case for upward continuation as a standard separation filter for potential-field maps. *Geophysics*, 52(8), 1138-1148
- Japas, M., Ré, G., 2012. Neogene tectonic block rotations and margin curvature at the Pampean flat slab segment (28-33 SL, Argentina). *Geoacta*. 37. 01-04.

- Jones, R.E., Kirstein, L.A., Kasemann, S.A., Litvak, V. D., Poma, S., Alonso, R. N., Hinton, R., 2016. The role of changing geodynamics in the progressive contamination of Late Cretaceous to Late Miocene arc magmas in the southern Central Andes. *Lithos*, 262, 169- 191.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina; a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, 286(10), 737-764.
- Jordan, T.E., Drake, R.E., Naeser, C.W., 1993a. Estratigrafía del Cenozoico Medio en la Precordillera a la latitud del Río Jáchal, San Juan, Argentina, XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, Argentina, pp. 132-141.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Damanti, J.F., Drake, R.E., 1993b. Chronology of Motion in a Complete Thrust Belt: the Precordillera, 30° - 31° S. Andes Mountains: *Journal of Geology*, 101:135 - 156.
- Jordan, T.E., Kelley, S., Fernández, A., Fernández-Seveso, F., Ré, G., Milana, J.P., 1997. Relaciones entre las historias evolutivas de las cuencas de Iglesias y Bermejo, Provincia de San Juan, Argentina. Paper presented at 2th Jornadas de Geología de Precordillera. San Juan, Argentina Actas, 142-147
- Kane, M.F., 1962. A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics*, 27(4), 455-462.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Kay, R.W., 1984. Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas de la Precordillera occidental: basaltos de rift oceánico temprano (?) próximos al margen continental. 9 congreso Geológico Argentino, Actas 2: 48-65, San Carlos de Bariloche.

- Kay, S., MaksaeV, V., Mpodozis, C., Moscoso, R., Nasi, C., Gordillo, C.E., 1988. Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28°S and 33°S: Correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(1), 21–38. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(88\)90013-2](https://doi.org/10.1016/0895-9811(88)90013-2)
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V.A., Munizaga, F., 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33°S), en Harmon, R.S. Rapela, C.W. (eds.), *Andean Magmatism and its Tectonic Setting: Geological Society of America Special Paper*, 265, 113-137.
- Köppen, W., Geiger, R., 1936. Das Geographische System der Klimate. In: *Handbuch der Klimatologie* (eds W Köppen y R Geiger), Bd 1, Teil C. Verlag Gebrüder Bornträger, Berlin (DE) (in German).
- Kuchen, E., Mattioli, L., 2014. Uso del Recurso Geotermico para la Conservación del Patrimonio en una Propuesta de Desarrollo Turístico Sustentable. Caso en Argentina, *Habitat Sustentable*, pp. 44-51.
- Lee, K.C., 2001. Classification of geothermal resources by exergy. *Geothermics* 30, 431–442.
- Leiva, F., Ruiz, F., Sisterna, J., Cara, E., Acosta, G., Taillant, J.L., 2015. Cambios temporales de la gravedad (g4D) relacionados con sismos de magnitud moderada en el frente de deformación de San Juan. *Geoacta* 40(1): 10-24.
- Leveratto, M.A., 1976. Edad de intrusivos cenozoicos en la Precordillera de San Juan y su implicancia estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 31, 53-58.
- Levina, M., Horton, B., Fuentes, F., Stockli, D., 2014. “Cenozoic sedimentation and exhumation of the foreland basin system preserved in the Precordillera thrust belt

- (31-32° S), southern central Andes, Argentina”, *Tectonics*, 33: 1659-1680. DOI: <https://www.doi.org/10.1002/2013TC003424>.
- Li, X., 2001. Vertical resolution: gravity versus vertical gravity gradient. *The Leading Edge* 20: 901-904.
- Llambías, E., Sato, A., Puigdomenech, H., Castro, C., 1987. Neopaleozoic batholiths and their tectonic setting, Frontal Range of Argentina between 29° and 31° S. *Actas 10° Congreso Geológico Argentino*, 4, 92-95.
- Llambías, E.J., Kleiman, L.E., Salvarredi, J.A., 1993. El magmatismo gondwánico. In *Geología y Recursos Naturales de Mendoza* (Ramos, V.; editor). *Congreso Geológico Argentino* (No. 12, pp. 53-64).
- Llambías, E.J., Sato, A.M., 1995. El batolito de Colangüil: Transición entre orogénesis y anorogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50, 111-131.
- Lossada, A.C., Giambiagi, L., Hoke, G.D., Fitzgerald, P.G., Creixell, C., Murillo, I., Mardonez, D., Velásquez, R., Suriano, J., 2017. Thermochronologic evidence for late Eocene Andean Mountain building at 30 S. *Tectonics*, 36, 2693-2713.
- Mardonez, D., Suriano, J., Giambiagi, L., Mescua, J., Lossada, A., Creixell, C., Murillo, I., 2020. The Jáchal river cross-section revisited (Andes of Argentina, 30°S): Constraints from the chronology and geometry of neogene synorogenic deposits. *Journal of South American Earth Sciences*. 104. 102838. Doi: [10.1016/j.jsames.2020.102838](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102838).
- Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B., Espurt, N., 2010. Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes: *Earth and Planetary Science Letters*, 299(3-4), 299-309. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.010>

- Mayer-Gürr, T., 2007. ITG-Grace03s: the latest GRACE gravity field solution computed in Bonn. Joint Int. GSTM and SPP Symposium, 15–17 Oct. 2007, Potsdam, Germany. <http://www.geod.uni-bonn.de/itg-grace03.html>.
- McInerney, P., Guillen, A., Courrioux, G., Calcagno, P., Lees, T., 2005. Building 3D geological models directly from the data? A new approach applied to Broken Hill, Australia. US Geological Survey Open-File Report, 1428, 119-130.
- Minetti, J.L., 1986. "El régimen de precipitaciones de San Juan y su entorno". CIRSAJ-CONICET. Informe técnico número 8. San Juan.
- Moeck, I., 2013. Classification of geothermal plays according to geological habitats. IGA Academy Report Vol. 1 / Dec. 2013, 0101-2013.
- Moeck, I., 2014. Catalog of geothermal play types based on geologic controls. Renewable and Sustainable Energy Reviews. 37. 867–882. 10.1016/j.rser.2014.05.032, doi: 10.1016/j.rser.2014.05.032.
- Mok, E., Retcher, G., Wen, C., 2012. Initial test on the use of GPS and sensor data on modern smartphones for vehicle tracking in dense high rise environments. Proceedings of the Ubiquitous Positioning, Indoor Navigation, and Location Based Services 2012, Helsinki.
- Moreiras, S.M., Tural Dapoza, R., Junquera Torrado, S., Gomez, L., Euillades, P., Lenzano, L., 2021. Deformación cuaternaria en el piedemonte mendocino (32° 50' S), Argentina: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 73(2), A160221. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2021v73n2a160221>
- Mpodosis, C., Kay, S.M., 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S): Geological Society of America Bulletin, 104, 999-1014.

- Nagy, D., 1966. The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, 31(2), 362-371.
- Oriolo, S., Japas, M.S., Cristallini, E.O., Giménez, M., 2014. Cross-strike structures controlling magmatism emplacement in a flat-slab setting (Precordillera, Central Andes of Argentina). *Geological Society, London, Special Publications*, 394(1), 113-127.
- Oriolo, S., Cristallini, E.O., Japas, M.S., Yagupsky, D.L., 2015. Neogene structure of the Andean Precordillera, Argentina: insights from analogue models. *Andean Geology*, 42(1), 20-35.
- Ortiz, G., Alvarado, P., Fosdick, J.C., Perucca, L., Saez, M., Venerdini, A., 2015. Active deformation in the northern sierra de Valle Fértil, sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 339-350. DOI:10.1016/j.jsames.2015.08.015
- Pacino, M.C., Introcaso, A., 1987. Regional anomaly determination using the upwards-continuation method. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* 29: 113-122.
- Pavlis, N.K., Simon, H.A., Steve, K.C., John, F.K., 2008. An Earth Gravitational Model to Degree 2160. In: EGU General Assembly, Vienna. Disponible em: [http://www.dgfi.badw.de/typo3\\_mt/fileadmin/2kolloquium\\_muc/2008-10-08/Bosch/EGM2008.pdf](http://www.dgfi.badw.de/typo3_mt/fileadmin/2kolloquium_muc/2008-10-08/Bosch/EGM2008.pdf)
- Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C., Factor, J.K., 2012. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of Geophysical Research* 117, B04406.
- Pérez, I, 2022. Actividad tectónica cuaternaria y sismicidad del valle de Rodeo-Iglesia entre los 30°00' – 30°30' de latitud sur y 69°00' – 69°30' de longitud oeste. San Juan-Argentina. Tesis Doctoral, Universidad de San Juan, inédito.

- Pérez, I. y Costa, C., 2011. Estructura antiformal al norte del Cerro Negro de Iglesia y su vinculación al Sistema de Fallamiento El Tigre. XVIII Congreso Geológico Argentino.
- Peri, G., Fazzito, S., Camilletti, G.B., Rapalini, A., Cortés, J.M., 2017. Estudios geoelectrónicos de subsuelo sobre estructuras vinculadas a la falla El Tigre, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 74(4), 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(4), 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 Bastias, H., 2013. Quaternary active transpression in the north of Western Precordillera (San Juan and La Rioja, Argentina). *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*, in Salfity, J.A., and Marquillas, R.A., eds., *Cenozoic geology of the Central Andes of Argentina: Salta*, Instituto del Cenozoico, Universidad Nacional de Salta, p. 327-334
- Perucca, L. P. y Vargas, N., 2014. Neotectónica de la provincia de San Juan, centro-oeste de Argentina. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 66, p. 291-304.
- Pesce, A.H., Miranda, F., 2003. Catálogo de Manifestaciones Termales de la República Argentina. Volumen I, Región Noroeste. Provincias de Jujuy, Salta, Catamarca, Tucumán, Santiago del Estero (La Rioja y San Juan).
- Pilger, R.H., 1981. Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes. *Geological Society of America Journal*, 92(7), 448–456. [https://doi.org/10.1130/00167606\(1981\)92%3C448:PRARAL%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/00167606(1981)92%3C448:PRARAL%3E2.0.CO;2)

- Piquer, J., Berry, R.F., Scott, R.J., Cooke, D.R., 2016. Arc-oblique fault systems: Their role in the Cenozoic structural evolution and metallogensis of the Andes of central Chile. *Journal of Structural Geology*, 89, 101–117.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.05.008>
- Poblete, A.G., Minetti, J.L., 1989. "Los mesoclimas de San Juan" - Primera parte. Informe Técnico N° 11 del Centro de Investigaciones de San Juan. U.N.S.J. San Juan.
- Podesta, M., Ortiz, G., Orozco, P., Alvarado, P., Fuentes, F., 2022. The Iglesia basin (San Juan, Argentina), seismic interpretation, geometry basin, and implications for geothermal systems. *Andean Geology* 49 (3)  
[doi:<https://dx.doi.org/10.5027/andgeoV49n3-3340>]
- Polanski, J., 1970. Carbónico y Pérmico de la Argentina, Manuales. Editorial Universitaria de Buenos Aires, Buenos Aires, pp. 216.
- Poma, S.M., Ramos, A.M., Litvak, V.D., Quenardelle, S.M., Maisonnave, E.B., Díaz, I., 2017. Southern Central Andes Neogene magmatism over the Pampean Flat Slab. implications on crustal and slab melts contribution to magma generation in Precordillera, Western Argentina. *Andean Geology*, 3, 249-274.
- Quartino, B.J., R.A. Zardini, 1967. Geología y petrología de la cordillera de Colangüil y de las serranías de Santa Rosa y San Guillermo, Cordillera Frontal de San Juan. Magmatismo, metamorfismo y metalogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22 (1): 5-63.
- Ramos, V.A., 1988. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33° S latitude. In S. P. Clark, B. C. Burchfiel, y J. Suppe (Eds.), *Processes in Continental Lithospheric Deformation*, Geological Society of America Special Paper (Vol. 218, pp. 31–54).  
<https://doi.org/10.1130/SPE218-p31>

- Ramos, V.A., 1999a. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes* 22 (3): 183-190.
- Ramos, V.A., 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. S.M. Kay, V.A. Ramos, Dickinson W.R. (Eds.), *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*, Geological Society of America Memoir 204 (2009), pp. 31-65, 10.1130/2009.1204(02)
- Ramos, V.A., Jordan, T., Allmendinger, R., Kay, S., Cortez, J.M., Palma, M., 1984. «Chilena: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales». IX Congreso Geológico Argentino.
- Ramos, V.A., Cegarra, M.I., Cristallini, E., 1996. Cenozoic tectonic of the high Andes of west-Central Argentina (30 - 36 S latitude). *Tectonophysics*, 259(1-3), 185–200. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00064-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00064-X)
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O., Pérez, D. J., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American earth sciences*, 15, 59-78.
- Ré, G.H., Jordan, T.E., Kelley, S., 2003. Cronología y paleogeografía del terciario de la cuenca intermontana de iglesia septentrional, andes de san juan, argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58, 31-48.
- Rodríguez, M.P., Charrier, R., Brichau, S., Carretier, S., Farías, M., De Parseval, P., Ketcham, R.A., 2018. Latitudinal and Longitudinal Patterns of Exhumation in the Andes of North-Central Chile: *Tectonics*, 37, 2863-2886.
- Rodríguez Fernández, L. R., Heredia, N., Marín, G., Quesada, C., Robador, A., Ragona, D., Cardó, R., 1996. Tectonoestratigrafía y estructura de los Andes argentinos entre los 30° 30' y 31° 00' de latitud sur. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2, 111-124.

- Rolleri, E. O., Criado Roqué, P., 1969. Geología de la provincia de Mendoza. Actas de las 4° Jornadas Geológicas Argentinas, 2, 1 - 60.
- Ronen, J., Claerbout, J.F., 1985. Surface-consistent residual statics estimation by stackpower maximization. *Geophysics* 50, 2759–2767.
- Ruiz, F., Introcaso, A., Gallego Guardia, A., Laplagne, A., 2008. Variaciones de gravedad en el valle de Tulum, San Juan. *Geoacta* 33: 115-121.
- Ruiz, F., Introcaso, A., Nacif, S., Leiva, F., Gimenez, M., Martinez, P., Laplagne, A., 2011. Cambios de gravedad de origen tectónico en la transición entre las Sierras Pampeanas Occidentales y la Precordillera Sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68(4): 594-605.
- Ruskin, B.G., Jordan, T.E., 2007. Climate change across continental sequence boundaries: paleopedology and lithofacies of Iglesia basin, northwestern Argentina. *Journal of Sedimentary Research*, 77, 661-679.
- Sánchez, M.A., Winocur, D., Alvarez, O., Folguera, A., Martinez, M., 2017. Crustal Structure of High Andes 2017. *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 73, 2017, Pages 153-167, ISSN 0895-9811, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.12.007>.
- Sato, A.M., Kawashita, K., 1988. Edad Rb/Sr de la última intrusión del batolito de Colangüil, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42, 415-418.
- Sato, A.M., Llambías, E., Shaw, S.E., Castro, C.E., 1990. El batolito de Colangüil: modelo del magmatismo neopaleozoico de la provincia de San Juan. En O. Bordonaro (Ed.): *Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan* 11° Congreso Geológico Argentino. San Juan, 100 - 122.

- Sato, A.M., Llambías, E.J., 1993. El Grupo Choiyoi, provincia de San Juan: equivalente efusivo del batolito de Colangüil. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4, 156-165.
- Sato, A.M., Llambías, E.J., Basei, M.A., Castro, C.E., 2015. Three stages in the late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins: Journal of South American Earth Sciences, v. 63, p. 48–69, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.07.005>
- Secretaría de Minería: Estación Meteorológica SMN Rodeo (San Juan) - Datos Período 1969-1994.
- Shaw, S., Llambías E. J., Sato, A. M., 1990. New Rb/Sr age determinations from the Colangüil Batholith between 29°-31° S, Cordillera Frontal, Argentina. Actas 11° Congreso Geológico Argentino, 2, 461-465.
- Siame, L.L., Bourles, D.L., Sebrier, M., Bellier, O., Castano, J.C., Araujo, M., Perez, M., Raisbeck, G.M., Yiou, F., 1997. Cosmogenic dating ranging from 20 to 700 ka of a series of alluvial fan surfaces affected by the El Tigre fault, Argentina: Geology, v. 25, p. 975–978, doi:10.1130/0091-7613(1997)025<0975:CDRFTK>2.3.CO;2.
- Siame, L.L., Bellier, O., Sebrier, M., Bourles, D.L., Leturmy, P., Perez, M., 2002. Seismic hazard reappraisal from combined structural geology, geomorphology and cosmic ray exposure dating analyses; the eastern Precordillera thrust system (NW Argentina): Geophysical Journal International, v. 150, p. 241–260, doi: 10.1046/j.1365-246X.2002.01701.x
- Suriano, J., 2010. Modelos de sedimentación para las cuencas de piggyback de la Precordillera entre los 30° y 31° de latitud sur. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, inédito.

- Suriano, J., Alonso, M.S., Limarino, C.O., Tedesco, A.M., 2011. La Formación Cuesta del Viento (nov. nom.): una nueva unidad litoestratigráfica en la evolución del orógeno precordillerano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 68, 246-260.
- Suvires, G.M., 2000. Catálogo de Recursos Humanos e Información Relacionada con la Temática ambiental en la región andina Argentina. Libro en versión electrónica para GTZ (Agencia Alemana de Cooperación Técnica), Cap. 9: Geomorfología de la provincia de San Juan. Programa de Cooperación para la Investigación. Capítulo: provincia de San Juan. Edits. E.M. Abraham y F. R. Martinez. Buenos Aires, Argentina.
- Tosdal, R.M., Richards, J.P., 2001. Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu±Mo±Au deposits. In: Richards, J.P., Tosdal, R.M. (Eds.), *Structural Controls on Ore Deposits: Rev. Econ. Geol.*, 14, pp. 157–181.
- Vergés, J., Ramos, E., Seward, D., Busquets, P., Colombo, F., 2001. Miocene sedimentary and tectonic evolution of the Andean Precordillera at 31 S, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(7), 735-750.
- Wetten, A.F., 2005. Andesita Cerro Bola: Nueva unidad vinculada al magmatismo mioceno de la Cordillera de Olivares, San Juan, Argentina (30°35'S; 69°30'O). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60, 3-8.
- Wetten, C., 1975. Estudio geológico-económico de un yacimiento de diatomitas y análisis de mercado, 2ª Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Buenos Aires, pp. 513-529. Wheeler, H.E., 1964. Baselevel, lithostratigraphic surface and time stratigraphy. Geological Society.
- Wetten, C., García E., Pelegrino J., 1994. Termas de Pismanta y alrededores. Síntesis sobre origen, caudales y calidad. Departamento Iglesia. Provincia de San Juan. CRAS. IT N°155 (Informe Técnico). Inédito. Pp: 14.

- Winocur, D.A., Litvak, V.D., Ramos, V.A., 2015. Magmatic and tectonic evolution of the Oligocene Valle del Cura basin, main Andes of Argentina and Chile: evidence for generalized extension. Geological Society, London, Special Publications, 399, 109-130.
- Yáñez, G., Ranero, R., Von Huene, R., Díaz, J., 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°): The role of the Juan Fernández ridge in the late tertiary evolution of the margin. Journal of Geophysical Research, 106(B4), 6325–6345. <https://doi.org/10.1029/2000JB900337>
- Yilmaz, O., 1987. Seismic Data Processing: Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- Yilmaz, O., 2001. Seismic data analysis. In: Processing, Inversion and Interpretation of Seismic Data Vols. 1 and 2 Tulsa, Society of Exploration Geophysics. <https://doi.org/10.1190/1.9781560801580>
- Yonkee, W.A., Weil, A.B., 2015. Tectonic evolution of the Sevier and Laramide belts within the North American Cordillera orogenic system. Earth-Science Reviews, 150, 531-593. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.08.001>
- Yrigoyen, M.R., 1972. Cordillera Principal. In: Leanza, A. F. (Ed.): Geología Regional Argentina, pp. 345 - 364. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba
- Zambrano, J., Torres E., 2000. Catálogo de Recursos Humanos e Información Relacionada con la Temática ambiental en la región andina Argentina. Libro en versión electrónica para GTZ (Agencia Alemana de Cooperación Técnica), Cap. 12: Hidrogeología de la provincia de San Juan. Programa de Cooperación para la Investigación. Capítulo: provincia de San Juan. Edits. E.M. Abraham y F. R. Martinez. Buenos Aires, Argentina.

Zandbergen, P.A., 2009. Accuracy of iPhone locations: a comparison of assisted GPS, WiFi and cellular positioning. *Trans GIS*. 13: 5-26.

Zapata, T.R. y Allmendinger, R.W., 1994. "Thick Skinned" Triangular zone of the Precordillera Thrust Belt, Argentina. Canadian Society of Exploration Geophysicist and Canadian Society of Petroleum Geologist Joint National Convention, Program with Expanded Abstracts and Bibliographies, pp. 72-73.

Zapata, T.R. y Allmendinger, R.W., 1996. Thrust front zone of the Precordillera, Argentina: a thick skinned triangle zone. *Bullentin of the American Association of Petroleum Geologists*, 80(3): 350-381.

### 13. FIGURAS SUPLEMENTARIAS:

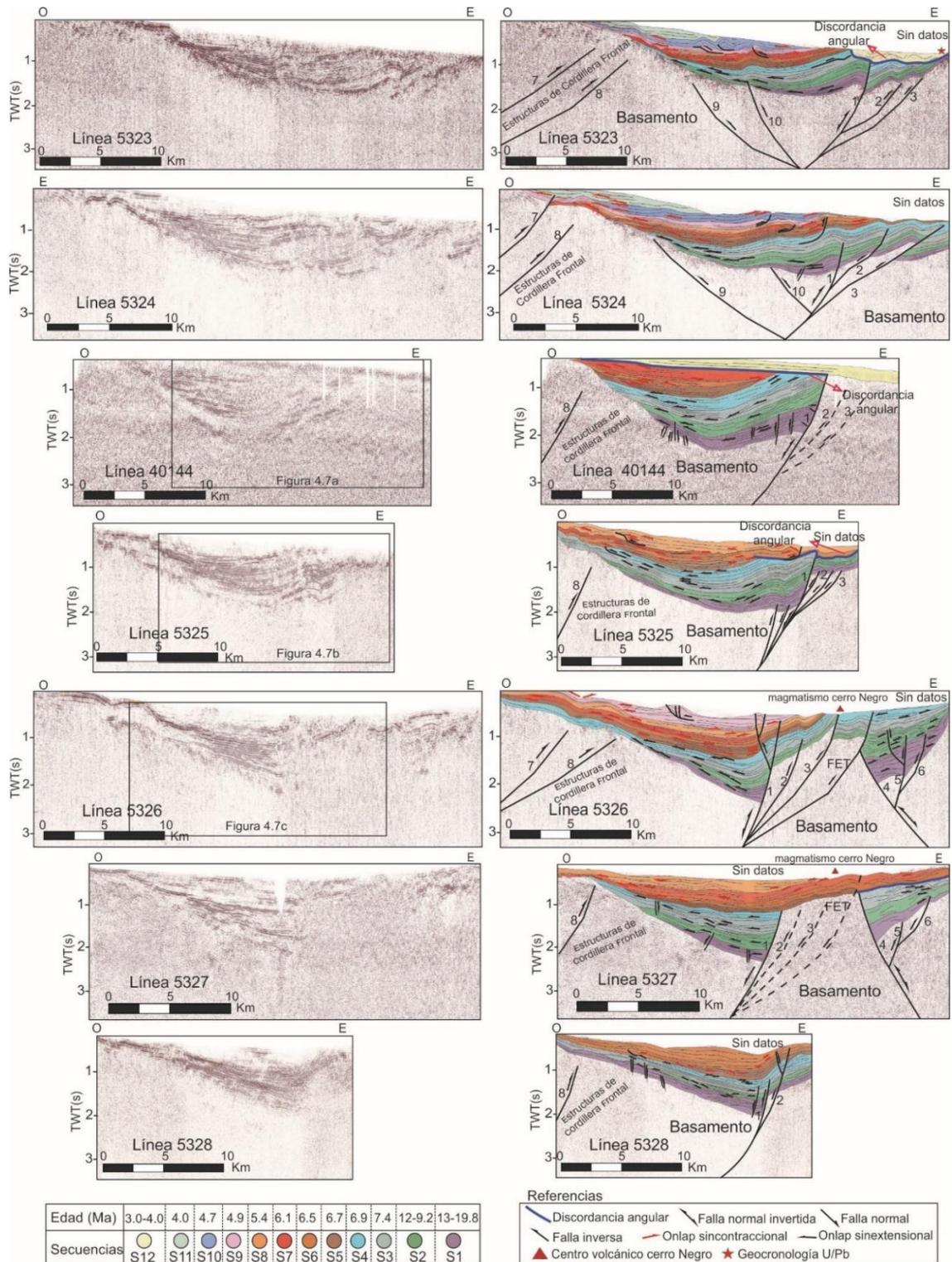


Figura suplementaria 13.1: Perfiles sísmicos E-O que muestran fallas normales invertidas y parcialmente invertidas en la cuenca de Iglesia. Etiquetas de las fallas 1: Falla normal principal; 2 y 3: Falla inversa (*Shortcut*); 4: Falla normal menor; 5, 6, 9, 10: Falla inversa (*Back-thrusts*); FET: Falla El Tigre; 7 y 8: Falla inversa de Cordillera Frontal. Tomado de Gonzalez et al. (2020).