

NATIONAL UNIVERSITY OF CÓRDOBA
Faculty of Exact, Physics and Natural Sciences



UNIVERSITY OF POTSDAM
Faculty of Sciences

**CENOZOIC STYLE OF DEFORMATION AND SPATIOTEMPORAL
VARIATIONS OF THE TECTONIC STRESS FIELD IN THE
SOUTHERN CENTRAL ANDES: LAGUNA DEL NEGRO FRANCISCO-
SANTIAGO DEL ESTERO TRANSECT (27°30'S)**

**Thesis presented to opt for the degree of Doctor from Universidad Nacional de Córdoba
and Dr. rer. nat. from the University of Potsdam**

Rodrigo Adolfo Quiroga Carrasco

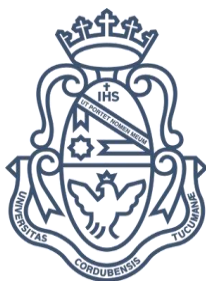
Supervisor UNC

Dra. Laura Beatriz Giambiagi

Supervisor UP

Prof. Dr. Manfred Strecker

Córdoba, Argentina, 2023



DOCTORADO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES
UNIVERSIDAD NACIONAL DE CÓRDOBA

ESTUDIO DEL ESTILO DE DEFORMACIÓN Y VARIACIÓN
ESPACIO - TEMPORAL DEL CAMPO DE ESFUERZOS IMPERANTE
DURANTE EL CENOZOICO A LO LARGO DE LA TRANSECTA
LAGUNA DEL NEGRO FRANCISCO-SANTIAGO DEL ESTERO
(26°30'-27°30'S), ANDES CENTRALES DEL SUR

Tesis presentada para optar por el título de Doctor
en Ciencias Geológicas

Rodrigo Adolfo Quiroga Carrasco

Directora

Dra. Laura Beatriz Giambiagi
CCT Mendoza CONICET, Argentina

Co-Director

Dr. Fernando Martínez
Universidad Andrés Bello, Chile

Córdoba, Argentina, 2023



**KÄNOZOISCHER DEFORMATIONSTIL UND RAUM-ZEITLICHE
VARIATIONEN DES TEKTONISCHEN SPANNUNGSFELDES IN DEN
SÜDLICHEN ZENTRALANDEN: LAGUNA DEL NEGRO
FRANCISCO-SANTIAGO DEL ESTERO TRANSECT (27°30'S)**

Rodrigo Adolfo Quiroga Carrasco

**Univ.-Diss.
zur Erlangung des akademischen Grades
"doctor rerum naturalium"
(Dr. rer. nat.)
in der Wissenschaftsdisziplin "Geologie"**

**eingereicht an der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Potsdam
Institut für Geowissenschaften**

und

Universidad Nacional de Córdoba

Ort und Tag der Disputation: Córdoba, Argentinien, 2023

This work is protected by copyright and/or related rights. You are free to use this work in any way that is permitted by the copyright and related rights legislation that applies to your use. For other uses you need to obtain permission from the rights-holder(s).
<https://rightsstatements.org/page/InC/1.0/?language=en>

Published online on the
Publication Server of the University of Potsdam:
<https://doi.org/10.25932/publishup-61038>
<https://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:kobv:517-opus4-610387>

Agradecimientos

Quiero agradecer a las instituciones y proyectos nacionales e internacionales que apoyaron la realización de esta tesis: Beca Doctoral CONICET Latinoamericana, la que financió mi estadía en Argentina; los proyectos PICT-2021-I-INVI-00806, PICT-2020-02619, PIP 11220200101409CO, PICT-2019-2019-00800 que financiaron gran parte de los trabajos de campo y pasantías en Chile; al Servicio Alemán de Intercambio Académico (DAAD, Deutscher Akademischer Austauschdienst) por financiar pasantías y trabajos en laboratorios en Alemania; al proyecto StRATEGy (Argentina-Alemania) que posibilitó trabajar en cooperación con colegas de ambos países; a la Universidad de Potsdam por apoyar las estadías semestrales en Potsdam y la pasantía en la Universidad de Rennes 1, Francia. A Incaic Exploration por participar en las campañas en las que se utilizó equipamiento especializado para la obtención de fotografías por drone.

Agradezco a mi familia: a mi mamá Ada, a mi papá Fernando y a mi hermano Fernando por estar presentes y apoyándome en todo momento durante el desarrollo de este estudio. A mi gato. A mi abuelita Elsa, Gustavo, a Janito, Simon, Viole, Javier, primos, tíos que también dieron su apoyo a la distancia. Todo lo que hago es para ustedes y gracias a ustedes, los amo.

Quisiera agradecer a Laura Giambiagi, mi directora de tesis, quien siempre estuvo presente en todo el desarrollo de este proyecto, realmente me siento afortunado de poder realizar esta etapa de formación con alguien como ella; a Fernando Martínez, mi codirector en Chile, por toda la ayuda y buena disposición a revisar mis avances, por sus consejos y sugerencias. Agradezco a Manfred Strecker quien fué mi director en Alemania, por todo el apoyo, consejos, correcciones y discusiones relacionado a mis estudios. Muchas gracias a los profesores que tuve en Potsdam: Bodo Bookhagen, Stefy Tofelde y Heiko Pingel.

Gracias a todo el Grupo de Tectónica: a José, Andrés, Juli, Ahmad, Lucas, Maca, Ricardo, Mati, quienes estuvieron muy cerca en el desarrollo del doctorado también, acompañándome a terreno, discutiendo los datos y las ideas que salieron durante este tiempo, muchas gracias por todo. A Fernando Hongn, Guido Gianni y Federico Dávila por sus importantes correcciones, sugerencias y conversaciones orientadas a mejorar esta tesis.

Quiero agradecer a los profesores que participaron de mi formación profesional en Chile: Reynaldo Charrier, Fernando Poblete, Constantino Mpodozis y Jorge Clavero. Gracias por todas las enseñanzas adquiridas antes de comenzar el doctorado, realmente aprendí mucho con ustedes. También quisiera agradecer a los encargados de los diferentes laboratorios e institutos en los que se realizaron los análisis: Rodrigo Fernández del Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Chile, Pierrick Roperch de Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes, Francia; a Norbert Nowaczyk del Laboratory for Earth Magnetism in Time and Space en el Centro de estudios alemán para las ciencias de la tierra en Potsdam (GeoForschungsZentrum Potsdam); a Christine Fischer del laboratorio de preparación y corte de muestras de la Universidad de Potsdam, y al Dr. Mauricio Parra del laboratorio de termocronología de baja temperatura, en el instituto de geociencias de las Universidad de Sao Paulo, Brasil. Quiero agradecer también a la gente que constantemente me ayudó mientras viví en Alemania: a Gabriela Da Poian, Victor García, quienes me hicieron sentir como uno más en su familia, a Tanja Klaka-Tauscher, y a mis compañeros de oficina.

A mis Amigos en Mendoza y del instituto: José, Tommy, Fer, Juliette, Joaco Facini, Marianita, Diego Pinzón, Mauro, Sebis, cielo, Robin, Anita, Ale. A la gente del becaterio Juli, Javi, leo biólogo, leo geo, Dai, Leti. A mis amigos en Chile: Sebastian Perroud, Juan Norambuena, Ataxia, Guillermo Fuentes, Ítalo Payacan, Yerko, Estrella, Ivan, yerko y Don Omar. A los tesisistas de licenciatura de la Universidad Mayor: Fabian Wagner, Nicole Richards, Martin Meyer. Fué un agrado poder participar de sus tesis de memoria, son instancias en las que todos aprendemos. La música siempre es importante cuando se necesita inspiración: agradezco a Hans Zimmer por sus hermosas composiciones, Ludwig Göransson, Los Jaivas, Inti Illimani, Thom Yorke, Phillip Glass, Jean Michel Jarre, Susumu Yokota, Boards of Canada, Dead Can Dance, Opeth, entre muchos.

ESTUDIO DEL ESTILO DE DEFORMACIÓN Y VARIACIÓN ESPACIO - TEMPORAL DEL CAMPO DE ESFUERZOS IMPERANTE DURANTE EL CENOZOICO A LO LARGO DE LA TRANSECTA LAGUNA DEL NEGRO FRANCISCO-SANTIAGO DEL ESTERO (26°30'-27°30'S), ANDES CENTRALES DEL SUR

Resumen

El plateau Andino es el segundo plateau orogénico más grande del mundo y se ubica en los Andes Centrales, desarrollado en un sistema orogénico no colisional. Se extiende desde el sur del Perú (15°S), hasta el norte de Argentina y Chile (27°30'S). A partir de los 24°S y prologándose hacia el sur, el plateau Andino se denomina Puna y está caracterizado por un sistema de cuencas endorreicas y salares delimitados por cordones montañosos. Entre los 26° y 27°30'S, la Puna encuentra su límite austral en una zona de transición entre una zona de subducción normal y una zona de subducción plana o "flat slab" que se prolonga hasta los 33°S. Diversos estudios documentan la ocurrencia de un aumento del espesor cortical, y levantamiento episódico y diacrónico del relieve, alcanzando su configuración actual durante el Mioceno tardío. Posteriormente, el plateau habría experimentado un cambio en el estilo de deformación dominado por procesos extensionales evidenciado por fallas y terremotos de cinemática normal. Sin embargo, en el borde sur del plateau de la Puna y en las áreas delimitadas con el resto del orógeno, la variación del campo de esfuerzo no está del todo comprendida, reflejando una excelente oportunidad para evaluar cómo el campo de esfuerzo puede evolucionar durante el desarrollo del orógeno y cómo puede verse afectado por la presencia/ausencia de un plateau orogénico, así como también por la existencia de anisotropías estructurales propias de cada unidad morfotectónica.

Esta Tesis investiga la relación entre la deformación cortical somera y la evolución en tiempo y espacio del campo de esfuerzos en el sector sur del plateau Andino, durante el cenozoico tardío. Para realizar esta investigación, se utilizaron técnicas de obtención de edades radiométricas con el método Uranio-Plomo (U-Pb), análisis de fallas mesoscópicas para la obtención de tensores de esfuerzos y delimitación de la orientación de los ejes principales de esfuerzos, análisis de anisotropía de susceptibilidad magnética en rocas sedimentarias y volcanoclásticas para estimar direcciones de acortamiento o direcciones de transporte sedimentario, técnicas de modelado cinemático para llegar a una aproximación de las estructuras corticales profundas asociadas a la deformación allí registrada, y un análisis morfométrico para la identificación de indicadores geomorfológicos asociados a deformación producto de la actividad tectónica cuaternaria.

Combinando estos resultados con los antecedentes previamente documentados, el estudio revela una compleja variación del campo de esfuerzo caracterizado por cambios en la orientación y permutaciones verticales de los ejes principales de esfuerzos, durante cada régimen de deformación, durante los últimos ~24 Ma. La evolución del campo de esfuerzos puede ser asociada temporalmente a tres fases orogénicas involucradas con la evolución de los Andes Centrales en esta latitud: (1) una primera fase con un régimen de esfuerzos compresivos de acortamiento E-O documentado desde el Eoceno, Oligoceno tardío hasta el Mioceno medio en el área, coincide con la fase de construcción andina, engrosamiento y crecimiento de la corteza y levantamiento topográfico; (2) una segunda fase caracterizada por un régimen de esfuerzos de transcurrancia, a partir de los ~11 Ma en el borde occidental y compresión y transcurrancia a los ~5 Ma en el borde oriental del plateau de la Puna, y un régimen de esfuerzo compresivos en Famatina y las Sierras Pampeanas interpretado como una transición entre la construcción orogénica del Neógeno y la máxima acumulación de deformación y el

alzamiento topográfico del plateau de la Puna, y (3) una tercera fase donde el régimen se caracteriza por la transurrencia en la Puna y en su borde occidental y en su borde oriental con las Sierras Pampeanas, después de ~5-4 Ma, interpretado como un régimen de esfuerzos controlados por el engrosamiento cortical desarrollado a lo largo del borde sur del plateau Altiplano/Puna, previo a un colapso orogénico. Los resultados dejan en evidencia que el borde del plateau experimentó el paso desde un régimen compresivo hacia uno transcurrente, que se diferencia de la extensión documentada hacia el norte en el plateau Andino para el mismo período. Cambios en los esfuerzos similares han sido documentado durante la construcción del plateau Tibetano, en donde un régimen de esfuerzo predominantemente compresivo cambió a un régimen de transcurrente cuando el plateau habría alcanzado la mitad de su elevación actual, y que posteriormente derivó en un régimen extensional, entre 14 y 4 Ma, cuando la altitud del plateau fue superior al 80% respecto a su altitud actual, lo que podría estar indicando que los regímenes transcurrentes representan etapas transicionales entre las zonas externas del plateau bajo compresión y las zonas internas, en las que los regímenes extensionales son más viables de ocurrir.

**CENOZOIC STYLE OF DEFORMATION AND SPATIOTEMPORAL VARIATIONS
OF THE TECTONIC STRESS FIELD IN THE SOUTHERN CENTRAL ANDES:
LAGUNA DEL NEGRO FRANCISCO-SANTIAGO DEL ESTERO TRANSECT
(27°30'S)**

Abstract

The central Andean plateau is the second largest orogenic plateau in the world and has formed in a non-collisional orogenic system. It extends from southern Peru (15°S) to northern Argentina and Chile (27°30'S) and reaches an average elevation of 4,000 m.a.s.l. South of 24°S, the Andean plateau is called Puna and it is characterized by a system of endorheic basins with thick sequences where clastic and evaporitic strata are preserved. Between 26° and 27°30'S, the Puna terminates in a structurally complex zone which coincides with the transition from a normal subduction zone to a flat subduction ("flat slab") zone, which extends to 33°S. This transition zone also coincides with important morphostructural provinces that, from west to east, correspond to i) the Cordillera Frontal, where the Maricunga Belt is located; ii) the Famatina system; and iv) the north-western, thick-skinned Sierras Pampeanas. Various structural, sedimentological, thermochronological and geochronological studies in this region have documented a complex history of deformation and uplift during successive Cenozoic deformation events. These processes caused the increase of crustal thickness, as well as episodes of diachronic uplift, which attained its present configuration during the late Miocene. Subsequently, the plateau experienced a change in deformation style from contraction to extension and transtension documented by ubiquitous normal faults, earthquakes, and magmatic rocks. However, at the southern edge of the Puna plateau and in the transition to the other morphostructural provinces, the variation of deformation processes and the changes in the tectonic stress field are not fully understood. This location is thus ideally located to evaluate how the tectonic stress field may have evolved and how it may have been affected by the presence/absence of an orogenic plateau, as well as by the existence of inherited structural anisotropies within the different tectonic provinces.

This thesis investigates the relationship between shallow crustal deformation and the spatiotemporal evolution of the tectonic stress field in the southern sector of the Andean plateau, during pre-, syn- and post-uplift periods of this plateau. To carry out this research, multiple methodological approaches were chosen that include (U-Pb) radiometric dating; the analysis of mesoscopic faults to obtain stress tensors and the orientation of the principal stress axes; the determination of magnetic susceptibility anisotropy in sedimentary and volcanoclastic rocks to identify shortening directions or directions of sedimentary transport; kinematic modeling to infer deep crustal structures and deformation; and finally, a morphometric analysis to identify geomorphological indicators associated with Quaternary tectonism.

Combining the obtained results with data from published studies, this study reveals a complex history of the tectonic stress field that has been characterized by changes in orientation and by vertical permutations of the principal stress axes during each deformation regime over the last ~24 Ma. The evolution of the tectonic stress field can be linked with three orogenic phases at this latitude of the Andean orogen: (1) a first phase with an E-W-oriented compression documented between Eocene and middle Miocene, which coincided with Andean crustal thickening, lateral growth, and topographic uplift; (2) a second phase characterized by a compressive transpressional stress regime, starting at ~11 Ma and ~5 Ma on the western and eastern edge of the Puna plateau, respectively, and a compressive stress regime in the Famatina system and the Sierras Pampeanas, which is interpreted to reflect a transition between Neogene orogenic construction and the maximum accumulation of deformation and

topographic uplift of the Puna plateau; and (3) a third phase, when the tectonic regime caused a changeover to a tensional stress state that followed crustal thickening and the maximum uplift of the plateau between ~5-4 Ma; this is especially well expressed in the Puna, in its western border area with the Maricunga-Valle Ancho Belt, and along its eastern border in the transition with the Sierras Pampeanas. The results of the study thus document that the plateau rim experienced a shift from a compressional to a transtensional regime, which differs from the tensional state of stress of the Andean Plateau in the northern sectors for the same period. Similar stress changes have been documented during the construction of the Tibetan plateau, where a predominantly compressional stress regime changed to a transtensional regime, but which was superseded by a purely tensional regime, between 14 and 4 Ma.

Känozoischer Deformationsstil und raum-zeitliche Änderungen im tektonischen Spannungsfeld in den Südlichen Zentralanden: Traverse im Bereich Laguna del Negro Francisco and Santiago del Estero (27°30'S)

Zusammenfassung

Die südlichen Zentralen Anden beherbergen das zweitgrößte orogene Plateau der Welt (Altiplano-Puna); im Gegensatz zu Tibet hat sich dieses Plateau in einem nicht-kollisionalen Gebirgsbildungssystem gebildet. Es erstreckt sich vom Süden Perus (15°S) bis zum Norden Argentiniens und Chiles (27°30'S) und erreicht eine durchschnittliche Höhe von 4.000 m.ü.d.M. Südlich von 24°S wird das Andenplateau Puna genannt und ist durch ein System von endorheischen Becken mit mächtigen sedimentären Abfolgen gekennzeichnet, in denen klastische und evaporitische Schichten erhalten sind. Zwischen 26° und 27°30'S endet die Puna in einer strukturell komplexen Zone, die mit dem Übergang von einer normalen Subduktionszone zu einer flachen Subduktionszone ("flat slab") zusammenfällt, die sich bis 33°S erstreckt. Diese Übergangszone fällt auch mit wichtigen morphostrukturellen Provinzen zusammen, die von Westen nach Osten i) der Cordillera Frontal, wo sich der Maricunga-Gürtel befindet, ii) dem Famatina-System und iv) den nordwestlichen Sierras Pampeanas entsprechen. Verschiedene strukturelle, sedimentologische, thermochronologische und geochronologische Studien in dieser Region haben eine komplexe Geschichte der Deformation und Hebung während aufeinanderfolgender känozoischer Deformationsereignisse dokumentiert. Diese Prozesse führten zu einer Zunahme der Krustendicke sowie Episoden diachroner Hebung, die im späten Miozän zur heutigen Form des Orogens führten. In der Folgezeit änderte sich der Deformationsstil des Plateaus von Kontraktion zu Extension und Transtension, was durch die allgegenwärtigen Abschiebungen, Erdbeben und magmatischen Gesteine dokumentiert wird. Am südlichen Rand des Puna-Plateaus und im Übergang zu den anderen morphostrukturellen Provinzen sind die Variation der Deformationsprozesse und die Veränderungen im tektonischen Spannungsfeld jedoch noch nicht vollständig verstanden. Diese Region des Orogens ist daher ideal, um zu untersuchen, wie sich das tektonische Spannungsfeld entwickelt hat und wie es durch das Vorhandensein bzw. das Fehlen eines orogenen Plateaus sowie durch strukturelle Anisotropien innerhalb der verschiedenen tektonischen Provinzen beeinflusst wurde.

In dieser Arbeit wird die Beziehung zwischen der bruchhaften Krustendeformation und der räumlich-zeitlichen Entwicklung des tektonischen Spannungsfeldes im südlichen Sektor des Puna-Plateaus während der Prä-, Syn- und Post-Hebungs-Perioden untersucht. Zur Durchführung dieser Untersuchungen wurden mehrere methodische Ansätze gewählt, darunter radiometrische Datierungen (U-Pb), die Analyse mesoskopischer Verwerfungen zur Ermittlung von Spannungstensoren und der Ausrichtung der Hauptspannungsachsen, die Bestimmung der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität in sedimentären und vulkanoklastischen Gesteinen zur Identifizierung von Verkürzungsrichtungen oder Richtungen des Sedimenttransports, kinematische Modellierung zur Ableitung tiefer Krustenstrukturen und Deformation sowie schließlich eine morphometrische Analyse zur Identifizierung geomorphologischer Indikatoren im Zusammenhang mit der quartären Tektonik.

Durch die Kombination der erzielten Ergebnisse mit Daten aus bereits veröffentlichten Studien dokumentiert diese Untersuchung eine komplexe Geschichte des tektonischen Spannungsfeldes, die durch Veränderungen in der Ausrichtung und durch vertikale Permutationen der Hauptspannungsachsen während jedes Deformationsregimes in den letzten 24 Millionen Jahren gekennzeichnet war. Die Entwicklung des tektonischen Spannungsfeldes in dieser Region kann mit drei orogenen Phasen des Anden-Orogens in Verbindung gebracht werden: (1) eine erste Phase mit einer E-W-orientierten Kompression, die zwischen dem Eozän und dem mittleren Miozän dokumentiert ist und mit einer Verdickung der Kruste des Orogens, einem lateralen Wachstum sowie einer topografischen Hebung einherging; (2) eine zweite Phase, die durch ein kompressives, transpressives Spannungsregime gekennzeichnet ist, das bei ~11 Ma bzw. ~5 Ma am westlichen bzw. östlichen Rand der Puna-Hochebene manifestiert ist, sowie durch ein kompressives Spannungsregime im benachbarten Famatina-System und in den Sierras Pampeanas, das als Übergang zwischen der neogenen

Krustenverdickung und der maximalen Akkumulation von Deformation und topographischer Hebung der Puna-Hochebene interpretiert wird; und (3) eine dritte Phase, in der das tektonische Regime zu einem Spannungszustand überging, der auf eine Krustenverdickung und die maximale Hebung des Plateaus zwischen ~5-4 Ma folgte; dieses Stadium ist besonders gut in der Puna, in ihrem westlichen Grenzgebiet zum Maricunga-Valle Ancho-Gürtel und entlang ihrer östlichen Grenze im Übergang zu den Sierras Pampeanas zu erkennen und zeigt weiträumige Krustenextension. Die Ergebnisse der Studie belegen somit, dass der Plateaurand einen Wechsel von einem Kompressions- zu einem Transtensionsregime erlebte, das sich von dem Spannungszustand des Andenplateaus in den nördlichen Sektoren für denselben Zeitraum unterscheidet. Ähnliche Spannungsänderungen wurden während des Aufbaus des tibetischen Plateaus dokumentiert, wo ein vorwiegend kompressiver Spannungszustand in einen transtensionalen Zustand überging, der jedoch zwischen 14 und 4 Ma von einem rein tensionalen Spannungszustand abgelöst wurde.

Tabla de contenido

Agradecimientos	4
Resumen.....	5
Abstract	7
Zusammenfassung	9
Tabla de contenido.....	11
Capítulo I.....	15
Introducción.....	15
1. Prólogo: Construcción de plateaus orogénicos	16
2. Presentación del problema, hipótesis y objetivos.....	20
2.1 El campo de esfuerzos en el extremo sur de la Puna	20
2.2 Hipótesis	22
2.3 Objetivos.....	23
3. Ubicación del área de estudio.....	24
4. La Tesis	26
5. Metodología	27
5.1 Recopilación bibliográfica y generación de la base de datos	27
5.2 Trabajo de campo	27
5.3 Geocronología	28
5.4 Análisis de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS).....	29
5.5 Análisis dinámico y cinemático de la deformación.....	33
5.6 Análisis geomorfológico en unidades cuaternarias	38
6. Contexto geodinámico.	41
7. Antecedentes geológicos.....	44
Capítulo II.....	53
Análisis cinemático de la deformación Edades Uranio-Plomo (U-Pb) Análisis de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS)	53
1. Introducción	54
2. Resultados	55
2.1 Rasgos estructurales principales	55
2.2 Geocronología.....	67
2.3 Modelamiento cinemático de la transecta Puna suroriental-Sierras Pampeanas (26°30). 70	
2.4 Anisotropía de Susceptibilidad Magnética.....	74
3. Conclusiones parciales.....	88
Capítulo III	90
Reconstrucción de paleo-esfuerzos.....	90

1. Introducción	91
2. Resultados	92
2.1 Estructuras mesoscópicas y tensores de esfuerzo en la Franja de Maricunga y Valle Ancho.....	92
2.2 Estructuras mesoscópicas y tensores de esfuerzo en el Norte de Famatina y la cuenca de Fiambalá	98
2.3 Estructuras mesoscópicas y tensores de esfuerzo en el sur del Plateau Andino: La cuenca de Pasto Ventura	102
2.4 Estructuras mesoscópicas y tensores de esfuerzo en Sierras Pampeanas.....	104
3. Conclusiones parciales.....	106
Capítulo IV.....	107
Deformación cuaternaria	107
1. Introducción.....	108
2. Resultados.....	110
2.1 Valle Ancho.....	110
2.2 Famatina norte.....	113
2.3 Sierras Pampeanas	120
3. Conclusiones parciales	126
Capítulo V	128
Interpretación de los datos y discusiones.....	128
1. Temporalidad de los tensores de paleoesfuerzos.....	129
2. El origen de la fábrica magnética de las rocas neógenas y su relación con la deformación y los esfuerzos.	132
3. Deformación cuaternaria y su relación con el campo de esfuerzo y las estructuras profundas.....	142
4. Integración de los campos de esfuerzo con la historia de la deformación, exhumación y sedimentación ocurridas durante el alzamiento del extremo sur del plateau de la Puna.	144
5. La relación entre el campo de esfuerzo, el acortamiento y los estilos de deformación.	151
6. Causas de la variación del campo de esfuerzos.	153
7. Evolución del campo de esfuerzo e implicancias para el alzamiento Andino.	161
Capítulo VI.....	164
Conclusiones.....	164
Referencias.....	169
Material Suplementario	194
A.I Ubicación Puntos de observación, muestras y mediciones de fallas.....	195
A.II Resultados analíticos	198
A.II.1 Resultados analíticos U-Pb	198

A.II.2 Parámetros de anisotropía de susceptibilidad magnética.....	234
A.II.3 Parámetros de los tensores de esfuerzos	234

Capítulo I

Introducción

1. Prólogo: Construcción de plateaus orogénicos

El crecimiento vertical y lateral de los sistemas orogénicos está controlado principalmente por los procesos de transferencia de masa a escala litosférica, las anisotropías corticales heredadas, el estado termal de la placa superior, la influencia de la energía potencial gravitatoria durante el acortamiento cortical y el alzamiento, y la transmisión de los esfuerzos tectónicos (Artyushkov, 1973; Fleitout y Froidevaux, 1983; Lithgow-Bertelloni y Guynn, 2004; Jamieson y Beaumont, 2013). Varios de estos factores involucrados en la construcción orogénica están controlados, a su vez, por la interacción de las placas tectónicas y la dinámica de subducción, así como por el arrastre astenosférico (*asthenospheric drag*, Zoback, 1992; Hu et al., 1996; Lund Snee y Zoback, 2021).

Dependiendo de las magnitudes de acortamiento y engrosamiento de la corteza y de los gradientes de presión y temperatura en la corteza y manto litosférico, se reconocen diferentes estilos de sistemas orogénicos; desde pequeños orógenos fríos a grandes orógenos calientes (Vanderhaeghe et al., 2003; Beaumont et al., 2006; Vanderhaeghe, 2012). En las etapas avanzadas de formación de orógenos calientes tanto colisionales como de subducción, los modelos numéricos y analógicos destacan la presencia de una meseta de gran elevación que se desarrolla típicamente en zonas internas (Vanderhaeghe et al., 2003; Fossen et al., 2017; Jameson., et al., 2013, Hodges, 2000; Royden et al., 2008).

Estas mesetas se denominan plateaus orogénicos, y corresponden a un elemento topográfico desarrollado al interior de las cadenas montañosas formados en márgenes convergentes, se encuentran ubicados en zonas topográficamente elevadas y escarpadas e internamente presentan menores elevaciones y variaciones de relieve (ej., Bird, 1979; Nelson et al., 1995; Allmendinger et al., 1997; Sengör et al., 2003, Strecker et al., 2009).

Durante el proceso de crecimiento de un sistema orogénico, los estudios estructurales, climáticos y petrológicos muestran que estos sistemas pueden desarrollar plateaus de gran altitud, los que presentan una importante influencia en las etapas tardías de la evolución de una cordillera, en los procesos tectónicos y magmáticos, en los patrones de circulación atmosférica que interactúan con la topografía creciente y en el régimen de procesos superficiales (Molnar, 1993; Hodges, 2000; Vanderhaeghe et al., 2003; Royden et al., 2008; Strecker et al., 2009; Jamieson y Beaumont, 2013; Fossen et al., 2017; Pingel et al., 2020).., además de influir en la dispersión de especies vegetales y animales (ej., Marshall, 1979, 1988).

Particularmente, una sinopsis de las cadenas montañosas cenozoicas en la actualidad activa muestra claramente que los plateaus orogénicos representan una de las anomalías

topográficas más importantes de la Tierra. Estas regiones se caracterizan por presentar un bajo relieve, y su construcción está asociada al engrosamiento cortical producto del acortamiento tectónico, adición magmática, flotación negativa de raíces corticales profundas, respuesta isostática a procesos de delaminación litosférica o una compleja combinación de estos procesos (ej: Houseman et al., 1981; Froidevaux y Ricard, 1987; Isacks, 1988; Roeder, 1988; Kay and Kay, 1993; Roeder y Chamberlain, 1995; Sheffels, 1990; Allmendinger et al., 1997).

Conceptualmente, durante las primeras etapas de construcción orogénica, los esfuerzos tectónicos horizontales son mayores que los esfuerzos verticales asociados al crecimiento vertical del orógeno y su transmisión lateral hacia zonas lejanas al eje de engrosamiento (Fig. 1 A). La resultante de la interacción de ambas componentes permite la acumulación de masa, aumento de energía potencial gravitatoria, y la activación de estructuras profundas responsables de la construcción de la cadena montañosa (Fig. 1A).

Sin embargo, en estos ambientes desarrollados al interior de las montañas, cuando alcanzan un umbral crítico de topografía, se produce un importante incremento de la energía potencial gravitatoria (Fig. 1B). Ya desde los trabajos pioneros de England (1982) y Molnar and Chen (1982), entre otros, la energía gravitatoria jugaría un rol importante en el desarrollo y evolución de orógenos, tanto en el desarrollo de una arquitectura dominada por estructuras extensionales, como también en el flujo lateral de masa cortical (Dewey, 1988, Rey et al., 2001). De esta manera, cuando se alcanza ese umbral crítico, los esfuerzos tectónicos horizontales que controlan el acortamiento cortical bajo un régimen de esfuerzos compresivo se igualan a los esfuerzos gravitatorios verticales, y el plateau ya no puede soportar la estabilidad y crecimiento vertical, lo que desencadena un colapso gravitatorio, produciendo un cambio en el régimen de esfuerzos en las zonas centrales del plateau hacia un régimen predominantemente extensional, en el que la masa de la corteza se desplaza de las zonas de alta a las de baja energía potencial gravitatoria, es decir lejos de las zonas más engrosadas y elevadas (Fig.1C) (Artyushkov, 1973; Molnar y Tapponnier, 1978; Mercier, 1981; Fleitout y Froidevaux, 1983; Sébrier et al., 1985; Malavieille et al., 1990; Dewey et al., 1993; Rey et al., 2001; Lithgow-Bertelloni y Guynn, 2004; Jamieson y Beaumont, 2013).

La figura 1 ilustra uno de los primeros estudios enfocados en comprender el cambio de régimen compresivo, y el predominio de fallamiento inverso como mecanismo principal de deformación, hacia un régimen extensional. Malavieille et al. (1990) proponen una explicación para este cambio observado en el sector central del macizo Francés, correspondiente a una cordillera desarrollada en un margen convergente de tipo colisional durante el Paleozoico, en

el que luego de un periodo compresivo y de engrosamiento cortical, sucedió un evento extensional asociado a un proceso de colapso gravitacional post-orogénico.

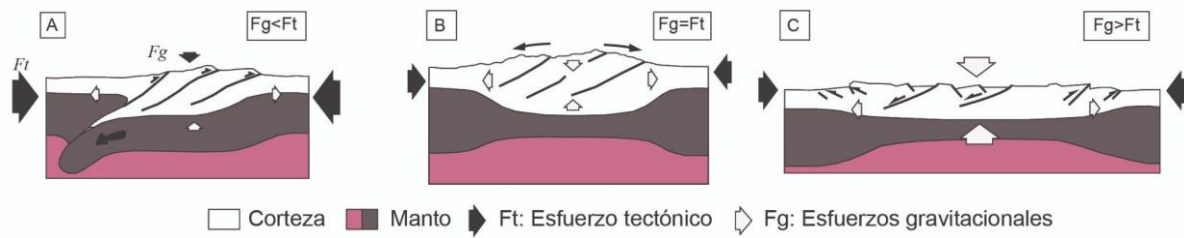


Figura 1. Modelo conceptual de las etapas principales de evolución cortical de un orógeno colisional, pasando de A) una etapa de construcción orogénica caracterizada por fallamiento inverso y engrosamiento cortical, en donde los esfuerzos tectónicos son mayores que los verticales, B) una etapa de estabilidad entre la competencia de ambos esfuerzos, y que C) finalmente es sobrepasado por los esfuerzos verticales, desencadenando el colapso gravitacional, transferencia lateral de masa y fallamiento normal generalizado en las zonas elevadas y tectónicamente engrosadas . Modificado de Malavieille et al. (1990).

Lo anteriormente descrito no sólo es válido para orógenos colisionales, ya que los plateaus orogénicos son observables en los principales sistemas orogénicos colisionales y no colisionales activos del planeta (Fig. 2A). Algunos ejemplos paradigmáticos de plateaus orogénicos son el plateau Anatoliano, el plateau Turko-Iraní (ej., Dilek et al., 2000; Özsayin et al., 2013; Copley y Jackson, 2006) y los dos plateaus más grandes de la Tierra: el plateau Tibetano y el Altiplano-Puna. El plateau Altiplano-Puna está desarrollado en la cordillera de Los Andes, el cual corresponde a un orógeno de tipo no colisional o de subducción (Dalmayrac y Molnar, 1981; Sebrier et al., 1985; Allmendinger et al., 1997; Cabrera y Sébrier, 1998), y el plateau Tibetano desarrollado en el Himalaya, corresponde a un orógeno de tipo colisional (ej., Tapponnier et al., 1981; Mercier et al., 1987; Dewey, 1988; Yin y Harrison, 2000; Taylor et al., 2003). En ambas regiones, diversos estudios estructurales, enfocados en la caracterización de los paleoesfuerzos, estilos de deformación, y en la sismicidad reciente, demuestran la existencia de períodos de deformación involucrados en la construcción orogénica y alzamiento, seguidos de una etapa en donde dominaron procesos extensionales que afectaron a diferentes sectores de los orógenos, evidenciado por fallas y terremotos de cinemática normal (ej., Armijo et al., 1986; Marrett et al., 1994; Allmendinger, et al., 1997; Liu et al., 2003; Kapp et al., 2008; Bischoff et al., 2018; Xu et al., 2021).

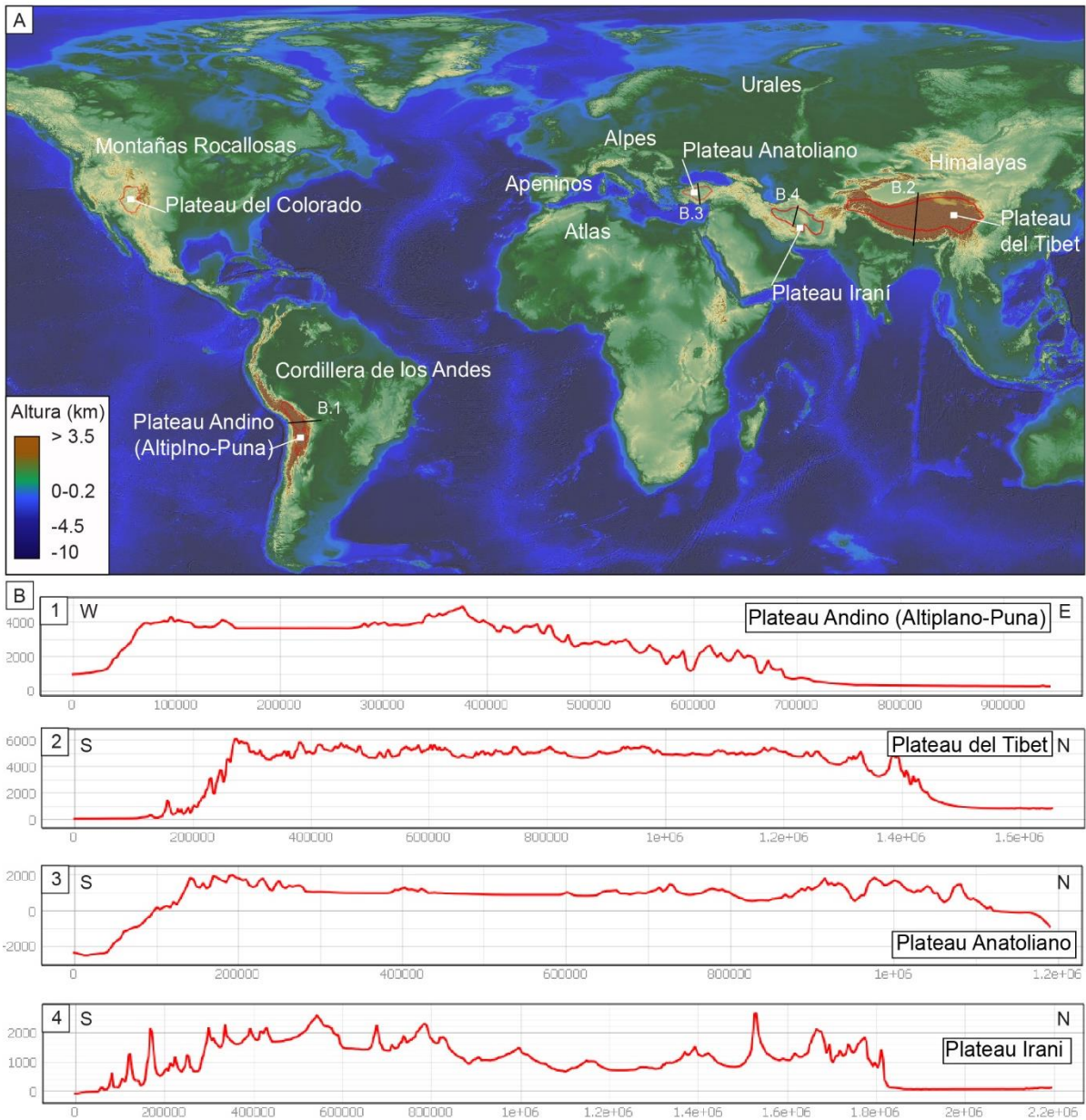


Figura 2. A) Modelo de elevación digital extraído de ETOPO1 (NOAA, 2009), con una resolución de 90 m/píxel. En rojo se muestra la extensión de los principales plateaus orogénicos desarrollados durante el Cenozoico tardío. B) Perfiles de elevación mostrando los principales rasgos topográficos que caracterizan estas zonas al interior de las montañas. La escala vertical se encuentra exagerada respecto a la horizontal.

2. Presentación del problema, hipótesis y objetivos

2.1 El campo de esfuerzos en el extremo sur de la Puna

El plateau Andino se ubica en los Andes Centrales (Fig. 3). Corresponde a uno de los ejemplos más importantes de plateaus desarrollados en orógenos producidos por la subducción de una placa oceánica bajo un margen continental, en donde su característica topográfica de gran elevación se asocia a un continuo aumento del espesor cortical como resultados de sucesivos eventos de deformación y a una disminución del espesor del manto litosférico (Isacks 1988; Kay et al., 1994; Allmendinger et al., 1997; DeCelles et al., 2015; McMillan et al., 2022, entre otros). Estos dos fenómenos desencadenaron el levantamiento episódico y diacrónico del relieve, alcanzando su configuración actual durante el Mioceno tardío (ej., Garzione et al., 2006; 2017; Ghosh et al., 2006; Scott et al., 2018). En base a diferentes características morfológicas y geológicas, el plateau Andino se divide en: Altiplano (Bolivia y Perú) y Puna (Argentina), al norte y al sur de $\sim 24^{\circ}\text{S}$, respectivamente (Fig. 3) (Allmendinger, 1997; Isacks, 1988).

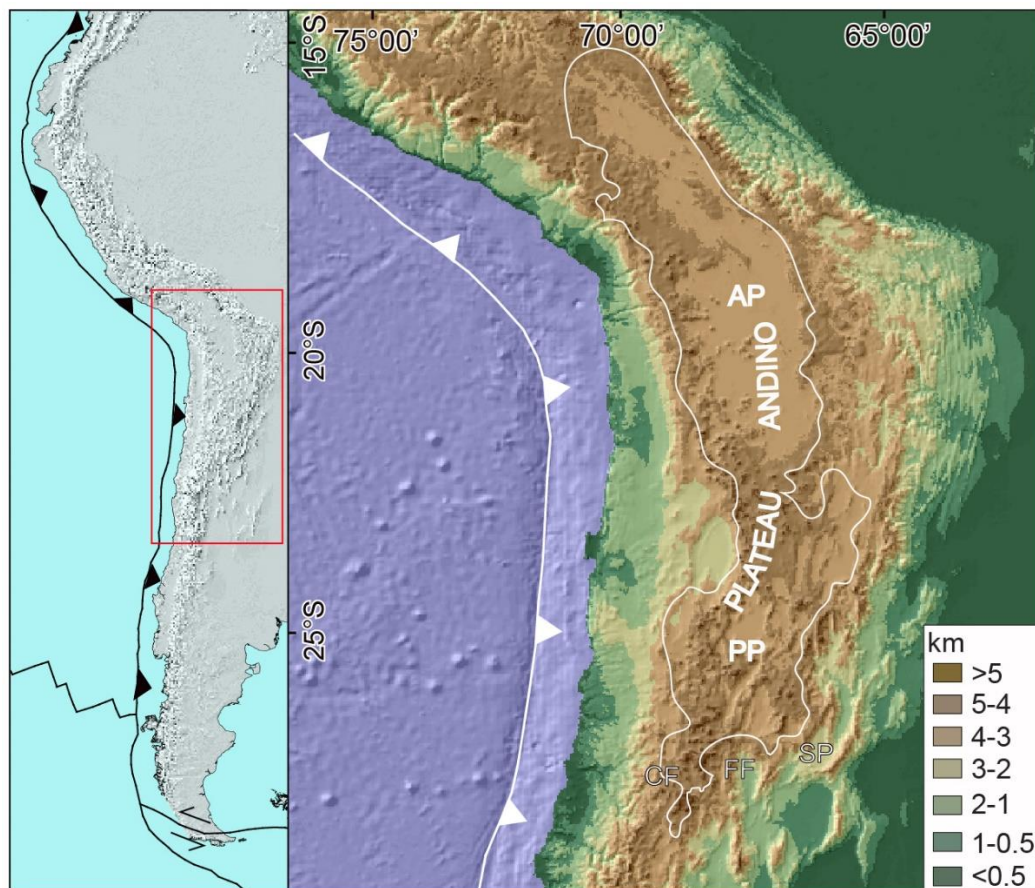


Figura 3. Modelo de elevación digital de los Andes Centrales. En línea blanca se muestra la distribución espacial del plateau Andino junto a las zonas internas de la cadena montañosa andina. AP: Altiplano plateau, PP: Puna plateau.

La influencia del levantamiento topográfico del plateau, en términos del campo de esfuerzo y de la cronología de la deformación tectónica ha sido profundamente estudiada (ej., Mercier, 1981; Dalmayrac y Molnar, 1981; Marrett et al., 1994; Sébrier et al., 1985; Cladouhos et al., 1994; Tibaldi et al., 2009; Schoenbohm y Strecker, 2009; Montero López et al., 2010; Giambiagi et al., 2016; Wimpenny et al., 2018; Tibaldi y Bonali, 2018; entre otros). Sin embargo, en las áreas colindantes con otras provincias tectónicas, en particular en el borde sur del plateau, la variación del campo de esfuerzo no está del todo comprendida, si bien existen estudios de carácter cinemáticos que documentan las direcciones de contracción y deformación ocurrida durante el Neógeno (Marret et al., 1994; Baldwin, 2005; Carrapa et al., 2008; Schoenbohm y Strecker, 2009; Mulcahy et al., 2014; Daxberger y Riller, 2015; Quiroga et al., 2021), no hay un conocimiento acabado sobre las magnitudes relativas y direcciones del campo de esfuerzo predominante durante la deformación. Lo anterior representa un problema aún más complejo cuando se considera que el borde sur del plateau está formado por límites topográficos irregulares y diferencias en las características de los sistemas estructurales regionales dentro y fuera de su borde; la posible influencia de diversos controles sobre el tipo de campo de esfuerzo como el aumento de la energía potencial gravitatoria en las zonas de mayor elevación y la influencia hacia las zonas externas de menor elevación, como también la influencia del espesor cortical y las anisotropías estructurales de la corteza, las que en su conjunto no están totalmente estudiados en el sector.

Es por esto que surge el interés por investigar sobre la evolución de los campos de esfuerzos en el borde austral del plateau de manera tal de entender cómo se relaciona la cronología de la deformación y su estilo estructural predominante con la variación del esfuerzo tectónico respondiendo las siguientes preguntas:

¿Cómo evolucionó el campo de esfuerzos durante el alzamiento del extremo sur de la Puna, tanto en sus zonas elevadas como en las zonas externas de menor altitud?

¿Cuáles son los factores que controlaron los cambios del esfuerzo tectónico durante la construcción del plateau?

En el presente estudio, se examinará en detalle la evolución de los patrones de deformación del Cenozoico tardío en el extremo sur del plateau de la Puna, el cual se encuentra delimitado entre 26°30' y 27°30' S. Durante este periodo se analizará cómo el levantamiento del plateau ha influido en el campo de esfuerzos en la transición entre las zonas de alta y baja elevación topográfica que forman su borde. Estas zonas comprometen las unidades morfotectónicas que la delimitan tanto en su borde occidental como oriental: La Franja de Maricunga y Valle Ancho (en la Cordillera Frontal), Famatina, cuenca de Fiambalá y las Sierras Pampeanas noroccidentales, respectivamente (Fig., 3). En esta zona que encierra los límites de estas unidades morfotectónicas se propone un modelo evolutivo del campo de esfuerzos tectónicos que resaltarán la importancia de analizar la relación entre el cambio de orientación y la magnitud relativa de los esfuerzos principales y el levantamiento topográfico dentro de la región interna de un sistema orogénico.

2.2 Hipótesis

La deformación y el campo de esfuerzos durante el alzamiento del extremo sur del plateau de la Puna habría evolucionado desde un régimen compresivo, con direcciones de esfuerzo principales máximo horizontales y esfuerzos mínimos verticales (Fig. 4). Durante este alzamiento del plateau, la deformación y el engrosamiento cortical asociados, los esfuerzos mínimos verticales adquieren mayores magnitudes respecto a los horizontales, produciendo un cambio entre el esfuerzo máximo y mínimo principal, y en consecuencia un cambio desde un régimen compresivo, hacia uno transcurrente y posteriormente hacia uno extensional. Es esperable que en ausencia del plateau los esfuerzos no evolucionen de la misma manera y que la compresión sea el régimen mayormente predominante. Esta evolución en el campo de esfuerzos también estaría influenciada por la existencia de límites estructurales transicionales entre el plateau y los dominios morfoestructurales que lo bordean, caracterizada por bloques tectónicos estructuralmente anisótropos, generando cambios en la orientación y en las magnitudes relativas de los ejes de esfuerzos principales.

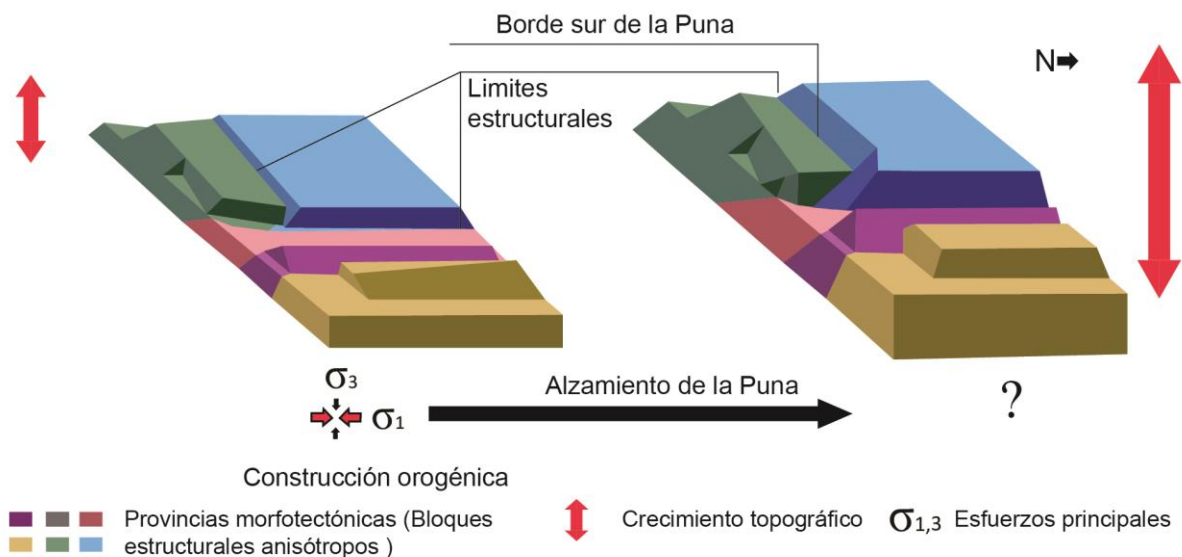


Figura 4. Explicación gráfica de la propuesta de hipótesis. Durante la construcción orogénica el campo de esfuerzo dominante es mayormente compresivo. Dominado por un régimen principalmente compresivo, a medida que el orógeno crece, y se desarrolla la topografía, la configuración y distribución de los esfuerzos regionales cambiaría. Ese cambio no es homogéneo, ni sincrónico a lo largo de toda el área, y dependerá del crecimiento y de la forma del orógeno, del desarrollo del plateau, del efecto de sus bordes, y las estructuras pre-cenozoicas desarrolladas en las distintas unidades morfotectónicas en el borde con el plateau.

2.3 Objetivos

El **objetivo principal** de la tesis es entender a través de un modelo evolutivo conceptual, la relación entre el cambio del campo de esfuerzos con la temporalidad y el estilo de la deformación asociada al alzamiento cenozoico del extremo sur de la Puna y su relación espacial con los bordes que la delimitan.

Los **objetivos específicos** son:

- I) Describir los tipos de estructuras de primer orden expuestos en las zonas transicionales con el borde del plateau, su distribución espacial y la cinemática predominante durante el Cenozoico tardío.
- II) Modelar una sección estructural balanceada que integre las fallas de primer orden responsables de la deformación, acortamiento, y alzamiento del borde sur de la Puna.
- III) Calcular los campos de esfuerzos, caracterizar la orientación de los ejes de esfuerzos principales que definen el elipsoide de esfuerzo y estimar la edad de cada tensor.

IV) Construir un modelo evolutivo que integre la deformación y el cambio del campo de esfuerzo y contextualizarlo con la evolución tectónica de los Andes Centrales y en particular del extremo sur de la Puna.

3. Ubicación del área de estudio.

El área de estudio involucra regiones tanto en las vertientes chilenas como argentinas, entre las latitudes $26^{\circ}40'$ - $28^{\circ}00'S$ y longitudes $69^{\circ}147'$ - $65^{\circ}28'W$ (Fig. 5). En la vertiente chilena, las áreas estudiadas se ubican en la región de Copiapó, áreas a las cuales se acceden a través de la ruta C-353 por el sur, y por la ruta C-601 por el norte. Estas áreas corresponden al Salar Laguna del Negro Francisco, Quebrada Pantanoso, y todo el trayecto contenido entre el volcán la Laguna, volcán Copiapó y la laguna Santa Rosa, cruzando la ruta C-437 (Fig. 5). Todas estas localidades están dentro del área de la Franja de Maricunga. En la vertiente argentina, las áreas estudiadas son parte de la provincia de Catamarca. Desde el sur se ingresa por la ruta Nacional 40 y hacia el oeste, tomando la ruta internacional 60 que lleva al paso Internacional San Francisco se logra acceder a las áreas de Valle Ancho, Chaschuil y Fiambalá. Hacia el este, siguiendo la ruta Nacional 40, se accede a las localidades de Belén, Farallón Negro, Hualfín, Corral Quemado, Famabalasto y Santa María, pertenecientes a las Sierras Pampeanas Noroccidentales (Fig. 5). Finalmente, desde la localidad de Hualfín, se puede acceder a la ruta provincial 43 la que permite acceder a las áreas de Pasto Ventura, correspondiente a la porción más austral de la Puna, analizada en este estudio.

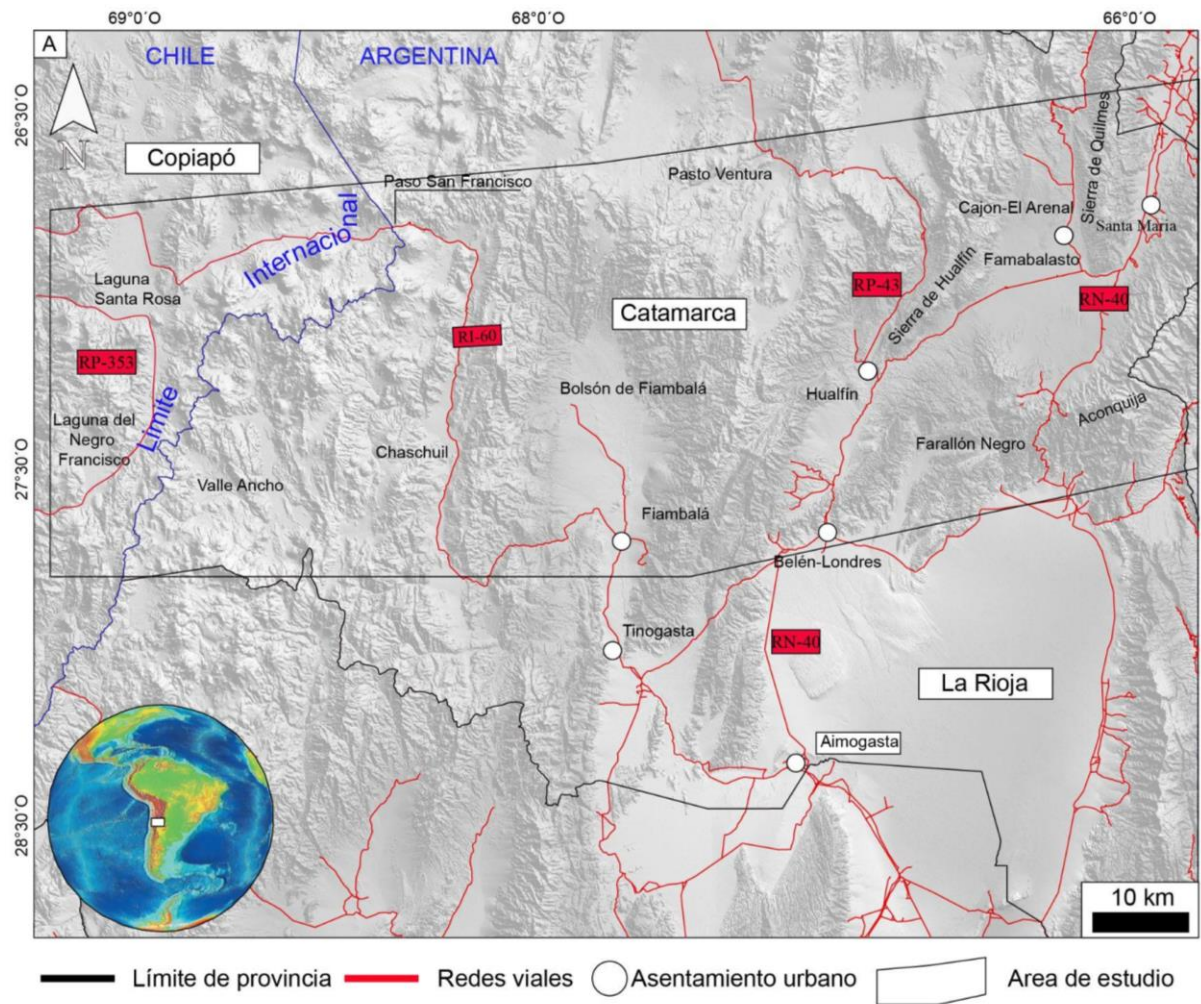


Figura 5. Ubicación del área de estudio y principales accesos a la zona.

4. La Tesis

El presente texto resume los resultados finales de mi trabajo de tesis doctoral, realizada entre los años 2018 y 2022 en la Universidad Nacional de Córdoba, Argentina y en la Universidad de Potsdam, Alemania, entre los años 2020 y 2023. Corresponde a un proyecto binacional de cotutela entre ambas universidades para la obtención del grado de doctor en ambas universidades de manera simultánea.

La tesis es una investigación enfocada en entender la historia de la formación y alzamiento del borde sur del plateau Andino, ubicado entre los 26 y 27°S, en los Andes Centrales, con un enfoque hacia la evolución del campo de esfuerzos. Corresponde a un estudio que integra los antecedentes geocronológicos y estratigráficos, la cronología de la deformación, la sedimentación y la exhumación de las principales cadenas montañosas desarrolladas y los combina con nuevos datos de paleoesfuerzos, estructurales, paleomagnéticos, geocronológicos y geomorfológicos. El estudio plasmado en las siguientes páginas busca ayudar al entendimiento de la evolución espacio-temporal del campo de esfuerzos registrado durante el levantamiento del plateau y las zonas colindantes, en los últimos 34 millones de años.

La tesis se compone de seis capítulos escritos en español. En el Capítulo I se exponen los antecedentes con los que se plantea la problemática e hipótesis, los objetivos que se buscan cumplir, las herramientas y metodologías que se utilizaron para enfrentar la problemática científica, y una síntesis de la geología local y regional. En los capítulos II, III y IV se muestran los resultados obtenidos durante la aplicación de las metodologías. Estos resultados corresponden a datos geocronológicos, de anisotropía de susceptibilidad magnética, tensores de esfuerzos, modelamiento cinemático de una sección geológica balanceada a escala regional y análisis de modelos digitales de elevación de alta resolución. En el Capítulo V se exponen las interpretaciones y discusión acerca del modelo evolutivo propuesto, analizando los alcances que se desprende acerca de los cambios en los estilos de deformación y del campo de esfuerzos, migración de la deformación y su significado con relación a la formación del límite sur de la Puna y hacia el norte dentro del plateau Andino. Finalmente, el Capítulo VI presenta una recapitulación de los capítulos presentados.

En el Capítulo de Anexos, el lector podrá tener acceso a la base de datos de cada uno de los resultados, así como también a las publicaciones y presentaciones en reuniones científicas nacionales e internacionales realizadas durante el desarrollo de esta tesis.

5. Metodología

5.1 Recopilación bibliográfica y generación de la base de datos

Una clasificación sistemática de información geológica fue realizada con el objetivo principal de construir una base de datos regional, tanto del lado chileno como argentino involucrado en este estudio. Esta base de datos está formada por diferentes archivos en formato ESRI *shape* que contienen datos puntuales de tipo estructurales, geocronológicos y termocronológicos; datos lineales correspondientes a ejes de pliegues y fallas; y datos poligonales obtenidos a partir de la compilación de mapas geológicos publicados por los servicios geológicos de ambos países (SERNAGEOMIN y SEGEMAR) y en trabajos publicados en revistas científicas. La clasificación de estos datos permitió visualizar la distribución de la información actualmente existente en la zona, lo que permitió, a su vez, identificar zonas de interés para la realización del mapeo de detalle, muestreo de rocas y obtención de datos de campo.

5.2 Trabajo de campo

Diez campañas de terreno se realizaron en Chile y Argentina durante el desarrollo de esta tesis, sumando un total de ~120 días de trabajo efectivo. Las campañas se realizaron durante agosto a diciembre del 2018, febrero y diciembre del 2019 y enero a marzo del 2020. Las actividades consistieron en relevamiento geológico para la construcción de mapas, muestreo de rocas y mediciones de estructuras mesoscópicas. El análisis estructural se ha realizado definiendo seis dominios principales coincidentes con la definición de unidades morfotectónicas definidas para los Andes Centrales: La Franja de Maricunga, Valle Ancho, la porción norte de Famatina, la cuenca de Fiambalá, el extremo sur de la Puna y las Sierras Pampeanas. En estas zonas, la construcción de los mapas geológicos se basa en fotointerpretación de imágenes satelitales extraídas de *Google Earth Pro*, observaciones realizadas en el campo, y cartas geológicas a escala 1:100,000 y 1:250,000. El mapeo geológico-estructural resultante es a escala 1:50,000 y a 1:100,000 sobre imágenes satelitales obtenidas de ESRI y ALOS-palsar, con la ayuda de visualizaciones en 3D derivadas de *Google Earth Pro*. Se realizó una caracterización geométrica y cinemática de las principales fallas y pliegues identificables a la escala de mapeo, describiendo la orientación de los ejes, inclinación de los limbos y edad de la roca que afecta. La cinemática fué identificada a partir de fallas a mesoescala medidas siguiendo los criterios expuestos en la sección 5.5.1 (El análisis dinámico).

Estas estructuras son utilizadas en la inversión de fallas para la determinación obtención de paleofuerzos. El muestreo consistió en la obtención de rocas para análisis geocronológico y de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS), ambas metodologías detalladas en las secciones 5.3 y 5.4 respectivamente.

5.3 Geocronología

El análisis geocronológico fue realizado en muestras de rocas sedimentarias clásticas y rocas volcánicas epiclásticas y piroclásticas, las cuales fueron trituradas, separadas y analizadas en el Laboratorio de Geología Isotópica del ChronusCamp-Research Lab de la Universidad de Sao Paulo, Brasil, a cargo del Dr. Mauricio Parra. Los circones se separaron y analizaron utilizando un sistema de microsonda de ablación láser New Wave UP213 acoplado a un ICP-MS cuadrupolar Agilent 7800. Para una mejor homogeneización de la mezcla de isótopos, se conectó un mezclador de gases (Squid) al sistema de ablación láser. El láser se operó con un tamaño de punto de 30 y 40 μm , una energía de $\sim 5 \text{ J cm}^{-2}$, una tasa de repetición de 5 Hz y un retardo del obturador de 30 s. El tiempo total de escaneo de masa fue de 60 s, incluyendo 20 s para el fondo y 40 s para la ablación. La discriminación fraccional elemental inducida por el láser y la masa instrumental se corrigieron utilizando el circón de referencia (FC-1) ($1099,0 \pm 0,6 \text{ Ma}$; Paces y Miller 1993), tras la medición de seis FC-1, dos circones 91 500 ($1065,4 \pm 0,3 \text{ Ma}$; Wiedenbeck et al. 1995) y dos circones Temora 2 ($416,5 \pm 0,22 \text{ Ma}$; Black et al. 2004) por cada 12 puntos de circón desconocidos. El error externo se calculó después del error de propagación de la media del FC-1 y del circón de la muestra individual. Se utilizaron zircons de referencia secundarios para evaluar la exactitud y precisión de los resultados de la ablación láser, obteniendo edades U-Pb concordantes de $1062,8 \pm 9,1 \text{ Ma}$ ($n = 6$) para el zircón 91500, $402,8 \pm 9,1 \text{ Ma}$ ($n = 6$) para el zircón Temora 2 y $390 \pm 9,1 \text{ Ma}$ ($n = 6$) para el zircón Tioga. Las edades obtenidas de los patrones analizados fueron concordantes con los errores experimentales. Después de las correcciones en blanco, se calcularon las relaciones y sus errores absolutos (1σ) de $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$, $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, $^{208}\text{Pb}^*/^{232}\text{Th}$, $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$ en una hoja de cálculo propia.

Se utilizó el software Isoplot R para generar histogramas y gráficos de densidad del núcleo (Vermeesch et al. 2016; Vermeesch, 2018). Para la interpretación de la edad, se utilizaron las edades $^{206}*/^{238} \text{ U-Pb}$ y los errores 2σ para los granos con una incertidumbre $<10\%$. La edad deposicional máxima se estimó utilizando la población de granos individuales más jóvenes. Los datos analíticos obtenidos con el método U-Pb se muestran en la sección de datos suplementarios S.1.

5.4 Análisis de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS)

5.4.1 Fundamentos teóricos

El análisis de AMS permite determinar cuán heterogéneas son las propiedades magnéticas de una roca al medirla en distintas posiciones bajo un campo magnético. Es una técnica que permite el estudio de la fábrica magnética en las rocas, la que refleja la orientación preferente de minerales y clastos, proporcionando información sobre la condición deposicional, la diagénesis o la deformación posterior. El AMS depende de la orientación, formas cristalográficas, tipos y orientación de los minerales y granos con diferentes grados de susceptibilidades magnéticas (Graham, 1966; Tarling y Hrouda, 1993; Borradaile y Jackson, 2010). En términos simples, el AMS puede describirse espacialmente como un elipsoide cuyos ejes son los vectores propios Máximo (K_{max}), Medio (K_{int}) y Mínimo (K_{min}), donde $K_{max} \geq K_{int} \geq K_{min}$, y definen un tensor de segundo orden característico del AMS (Jelinek, 1981; Ramsay y Huber, 1983; Tauxe, 2006; Tarling y Hrouda, 1993; Parés et al., 1999).

En las rocas sedimentarias, los cambios progresivos en la orientación y distribución de los ejes de AMS representan una fábrica magnética que puede interpretarse como resultado de múltiples procesos. Uno de ellos corresponde a un proceso depositacional, en donde el inicio de la condición deposicional, en ausencia de corrientes o variaciones de energía de transporte, se representa cuando las direcciones K_{min} se agrupan alrededor del polo de un plano de estratificación, y las direcciones K_{max} y K_{int} están dispersas y contenidas dentro del mismo plano (Fig. 6). Por lo tanto, la fábrica magnética se denomina fábrica oblata y reflejaría un ambiente sedimentario predominante en ausencia de deformación (Fábrica tipo I, Fig. 6). Cuando las paleocorrientes estuvieron activas durante la depositación de los sedimentos, los K_{max} pueden agruparse debido a la reorientación de los elementos susceptibles en la dirección de la paleocorriente. En otra situación, bajo grados variables de deformación, la fábrica magnética cambia, el elipsoide de AMS es triaxial, el K_{min} no cambia su agrupación alrededor del polo del plano de estratificación, pero el K_{max} comienza a desarrollar una agrupación que forma una línea contenida en la estratificación (Tipo II, Fig. 6), y que generalmente se orienta perpendicular a la dirección de contracción existente al momento de la depositación de los sedimentos. Este evento es denominado como *Layer Parallel Shortening*, descrito como la deformación interna temprana o inicial desarrollado durante la evolución de la deformación, paralelo a las superficies de estratificación o de cualquier estructura planar primaria (LPS, Engelder y Geiser, 1979; Mitra y Yonkee, 1985; Geiser, 1988; Ong et al., 2007). A medida que la fábrica magnética cambia progresivamente, el K_{min} se aleja más del polo de estratificación,

lo que representa un estado de deformación más avanzado (Tipo III a VI, Fig. 6). De esta manera, el desarrollo de un plano a partir de los ejes de susceptibilidad define una foliación magnética (F), la agrupación a lo largo de una línea determina la alineación magnética (L) y junto a los parámetros de forma (T), que define el tipo de fábrica entre oblatos a prolato y grado de anisotropía corregido (P') caracterizan la fábrica magnética obtenida en cada uno de los sitios de cada dominio y definen el tipo de elipsoide de AMS clasificado de acuerdo a la progresión de la fábrica magnética propuesta por estudios como el de Graham (1966), Jelínek (1981); Borradaile y Henry (1997), Parés et al. (1999), siendo el más utilizado y que integra los criterios previamente publicados, correspondiente a Robion et al. (2007). La fábrica magnética caracterizada con estos parámetros se compara con los distintos rasgos sedimentológicos y estructurales documentados en la zona de estudio, para determinar el posible origen de la lineación y foliación magnética y testear si el AMS puede ser considerado como un indicador fiable de la dirección de acortamiento, o bien de procesos de transporte sedimentario.

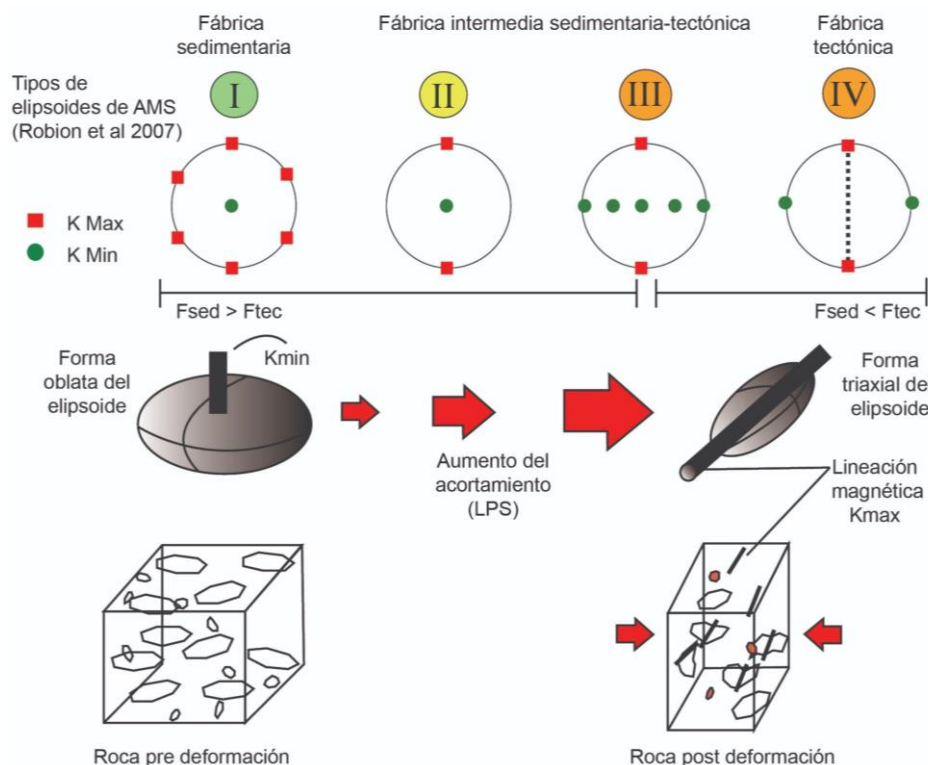


Figura 6. Progresión de la deformación y de la fábrica magnética en rocas sedimentarias clásticas, desde fábricas sedimentarias (Tipo I), intermedias (II y III) hasta fábricas de origen tectónico (Tipo IV), caracterizada por presentar lineaciones del K_{max} ortogonales a las direcciones de contracción (Layer parallel shortening, LPS). Modificado de Robion et al. (2007); Weil y Yonkee, (2009); y Weil et al. (2014). F_{sed} : fábrica sedimentaria, F_{tec} : fábrica tectónica.

5.4.2 Metodología del muestreo

Para la obtención de los testigos de rocas y su medición de la anisotropía de susceptibilidad magnética, se utilizaron una serie de equipamientos que se describen a continuación. Las muestras fueron tomadas utilizando una perforadora adaptada a partir de una motosierra marca *Stihl* (Fig. 7A). Esta motosierra se modifica retirando la cadena cortadora y reemplazándola por una broca con punta de diamantes (Fig. 7B). Para utilizar la perforadora en la extracción de un testigo de roca, ésta se conecta a un bidón de agua a presión (Fig. 7C), la que se inyecta a través de una manguera directo a la broca, produciendo un efecto de lubricación al momento de que la broca atraviesa la roca. Debido a la intensidad del ruido que genera la perforadora, es necesario usar protectores auditivos.

Para la extracción de las muestras se deben seguir los siguientes pasos:

- 1) Orientación de la muestra: La orientación de la muestra se realiza utilizando el orientador (Fig.7D), construido a partir de una brújula y un tubo hueco. Se coloca el orientador al interior del afloramiento muestreado, en el espacio que queda entre el cilindro de roca que se muestrea y la roca y la pared que erosionó la broca durante la perforación. Con la brújula horizontal, se procede a medir la inclinación (*dip*), el magnético (azimut) y el sol (una medida en grados de la sombra proyectada que genera un tubo metálico puesto en el medio de la brújula, a una hora determinada) (Fig. 7E).
- 2) Registro del vector: A partir del cilindro de roca se obtiene un vector, cuya dirección y sentido se lo dan las mediciones hechas en 1. Su ubicación en coordenadas se obtiene con un GPS. Debido a la variación espacio-temporal que presentan las propiedades del campo magnético (i.e., inclinación, declinación e intensidad), es necesario hacer una corrección de la declinación usando el modelo IGRF (International Geomagnetic Reference Field).
- 3) Extracción de la muestra y guardado de la muestra: Se utiliza un molde de broca cortado por la mitad, el cual entra directo por la roca perforada, encierra el testigo de roca y con un leve torque, a través de un suave golpe en el extremo libre del molde, se corta el cilindro de roca desde la base y se retira. Luego cada cilindro se envuelve en papel, se guardan en cajas de plásticos y se anota en ella el código del sitio:

$$ASxy$$

donde A: año; S: nombre local del sitio, x: n° del sitio, y: n° del cilindro de roca.

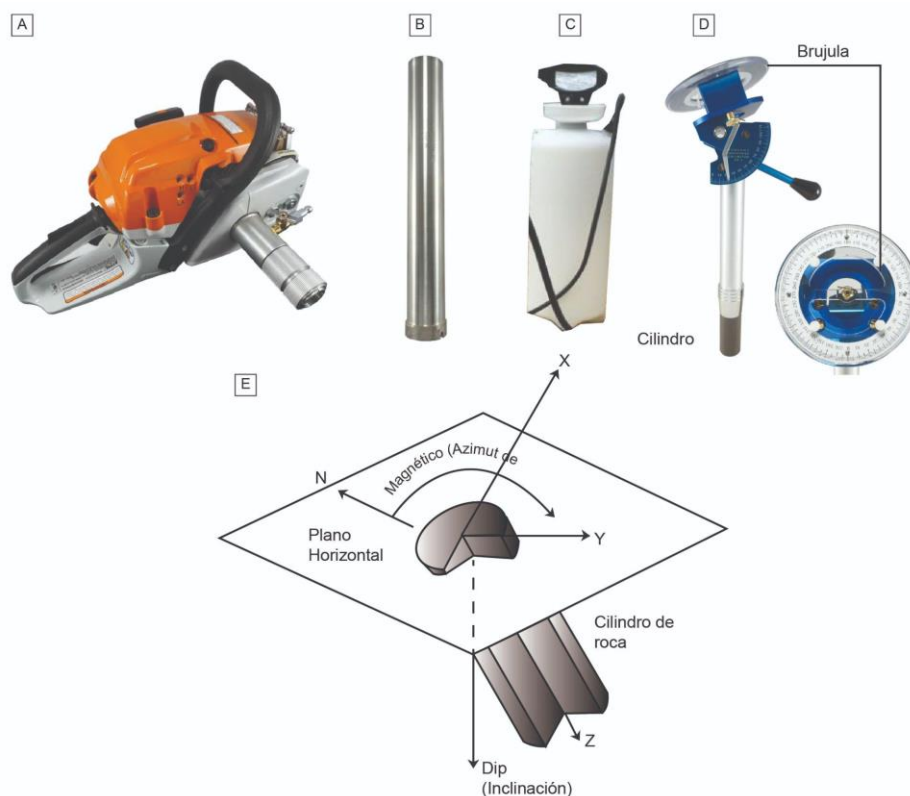


Figura 7. Equipamiento usado en el muestreo de testigos para el análisis de AMS. A) Perforadora. B) Broca con punta de diamante. C) Tubo de agua a presión. D) Orientador. E) orientación del testigo.

5.4.3 Metodología de la medición.

Cada muestra es cortada en especímenes cilíndricos cuyas medidas son 25 mm de diámetro y 22 mm de largo. En los laboratorios se utilizó un susceptibilímetro *Kappabridge* (AGICO Ltd.), aplicando un campo magnético de <1 mT medido en 15 posiciones. En este mismo equipamiento se calentaron fragmentos de muestras hasta 600° C con el fin de obtener curvas de susceptibilidad vs temperatura, las que ayudan a inferir el tipo de mineral que aporta las propiedades magnéticas de la roca. Los análisis fueron realizados en los siguientes laboratorios: Laboratorio de Tectónica y Paleomagnetismo de la escuela de Geología de la Universidad de Chile a cargo del Dr. Fernando Poblete; el Laboratory for Paleo - and Rock Magnetism perteneciente al Deutsche GeoForschungsZentrum-Potsdam (GFZ) Alemania, a cargo del Priv. Doz. Dr. Norbert Nowaczyk; y en el CNRS, Géosciences Rennes, University of Rennes, Francia, a cargo del Dr. Pierrick Roperch. Todos los datos se han analizado utilizando el software AMS_OSX desarrollado por el Dr. Pierrick Roperch y ANISOFT5 desarrollado por Martin Chadima.

5.5 Análisis dinámico y cinemático de la deformación

5.5.1 El análisis dinámico

El análisis dinámico tiene como objetivo determinar el campo de esfuerzos presente en el momento en que se desarrolló un conjunto de fallas o fracturas durante un evento de deformación ocurrido en el pasado (Yin y Ranalli, 1993). Esta caracterización de la deformación frágil se lleva a cabo a través de los métodos dinámicos o de inversión (Angelier, 1979; 1994; Armijo y Cisternas; 1978; Michael, 1984; Gephart y Forsyth 1984; Lisle, 1987), los cuales permiten determinar el tensor reducido de esfuerzos característicos de una región. El tensor reducido de esfuerzos representa la forma del tensor de esfuerzos, caracterizando la orientación de los ejes principales (σ_1 , σ_2 , σ_3). Este método entrega la orientación de los ejes de esfuerzos y una aproximación cuantitativa de la forma que tendría el elipsoide de esfuerzos y representaría el campo de esfuerzos que actuó durante le deformado ocurrida en un cuerpo de roca.

Para la obtención de un tensor de esfuerzos, se debe realizar una estación con datos de fallas medidas en la mayor cantidad de orientaciones posibles (Wallace, 1951; Bott, 1959), lo cual se hace a partir de la identificación de un plano de falla, la medición de su orientación compuesta por el rumbo (*strike*) o la dirección de inclinación (*dip direction*), la inclinación (*dip*), el *rake*, el corresponde a un ángulo entre la línea de dirección de movimiento y una línea horizontal contenida en el plano de falla. Una vez medido un grupo de fallas que afecta a una roca de edad conocida o inferida, se realiza la inversión para determinar el tensor reducido de esfuerzos responsable de dicha deformación (Fig. 8A).

Para este estudio, la inversión del tensor reducido de esfuerzo se realizó con el programa TENSOR (Delvaux y Sperner, 2003) para determinar los campos de paleoesfuerzos que actuaron desde el Oligoceno hasta el Plioceno. El programa separa subconjuntos homogéneos compuestos por familias de fallas (Angelier, 1994) que son mecánicamente compatibles con un elipsoide de esfuerzos común. Siguiendo lo propuesto por Wallace (1951), cada subconjunto está compuesto de fallas en donde se asume que la dirección de deslizamiento es paralela al máximo esfuerzo de cizalla (*maximum shear stress*). De esta forma, se caracteriza cada régimen de esfuerzos asociado a cada subconjunto, con el mejor ajuste de los siguientes parámetros de esfuerzos: los ejes de esfuerzos principales $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ que definen el elipsoide de esfuerzo, donde existen tres miembros extremos: compresión (σ_3 vertical), transurrencia (σ_2 vertical) y extensión (σ_1 vertical). A su vez el parámetro de régimen de esfuerzo $R'(R)$ describe toda la graduación existente entre estos tres miembros extremos, con:

$$R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$$

Donde R oscila en torno a 0, cuando el valor de σ_2 se aproxima a σ_3 , y 1 cuando el valor de σ_2 se aproxima a σ_1 . De acuerdo con el régimen de esfuerzo, la relación entre R y R' varía (Fig. 8B): en un régimen extensional, $R'=R$ (con R' entre 0 y 1), en un régimen de deslizamiento de rumbo, $R'=2 - R$ (con R' entre 1 y 2), y en un régimen compresivo $R'=2 + R$ (con R' entre 2 y 3) (Delvaux et al., 1997; Delvaux y Sperner, 2003). La separación de cada conjunto se realiza con los métodos de los diedros rectos (*Right Dihedron*) y optimización rotacional (*Rotational Optimization*) (Angelier & Mechler 1977; Angelier 1994; Dunne & Hancock 1994; Delvaux & Sperner, 2003). De esta manera, se realiza una primera separación utilizando el método *Right Dihedron*, para obtener subconjuntos en los que la población de fallas es mecánicamente compatible con un rango bajo de orientaciones posibles de σ_1 y σ_3 . El parámetro de desviación de recuento mejora el método *Right Dihedron* porque ayuda a estimar el grado de compatibilidad de los datos en un subconjunto dado. La homogeneidad de los datos que componen un subconjunto puede observarse en la desviación estándar del parámetro de desviación de conteo (α), lo que significa que a medida que se obtiene una desviación estándar menor, la compatibilidad es mejor. La separación consiste en eliminar los datos de falla con un ángulo de desajuste más alto, hasta que el subconjunto de datos obtenga un ángulo de desajuste $< \sim 30^\circ$, que se calcula en función del mejor ajuste de los parámetros dinámicos (σ_1 , σ_2 , σ_3 y R') para cada solución del tensor. A continuación, cada subconjunto se analiza mediante *Rotational Optimization*, en la que los parámetros de tensión se rotan hasta que el ángulo de desviación es inferior a 30° . Una vez obtenido el primer tensor de esfuerzo, se repite el proceso con los datos residuales de la primera separación. Teniendo en cuenta las cuidadosas observaciones de campo que ayudan a identificar más de un evento, como las relaciones de corte entre las fallas, y la información presente en la bibliografía del área de estudio, se analizan los tensores de esfuerzo reducidos y su relación con los eventos tectónicos documentados en la zona que explicarían los resultados de estos paleoesfuerzos. La calidad de los tensores reducidos se define utilizando los criterios establecidos por el *World Stress Map Project* (Heidbach et al., 2016).

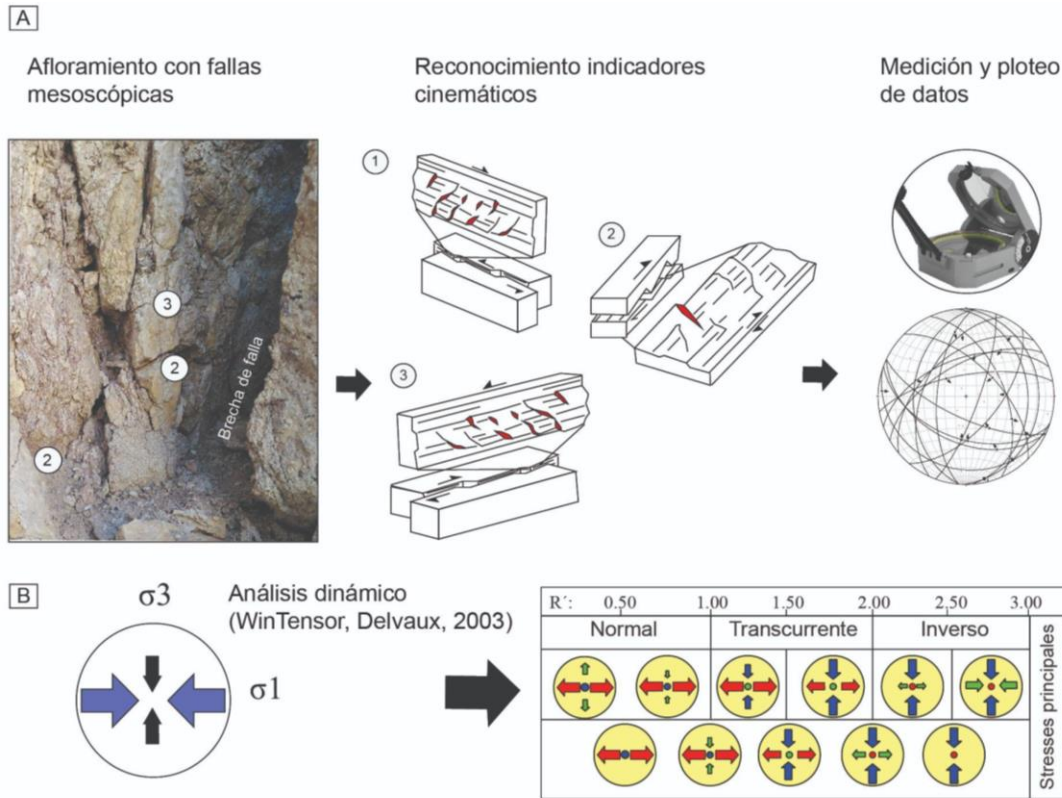


Figura 8. A) Esquema del flujo de trabajo para la obtención de los ejes principales de esfuerzos, desde la identificación en terreno de un dato estructural, B) hasta la obtención de los ejes de esfuerzos principales. La tabla muestra los valores de R' y, desde una vista en planta, las orientaciones de los ejes principales de esfuerzos para un régimen extensional, transcurrente y compresivo.

En el área de estudio, se midieron fallas de mesoescala, definidas como aquellas estructuras cuyo largo van desde la escala de centímetros y menos de una decena de metros, en algunos con desplazamientos observados no mayores a 5 m, que afectan a las rocas pre-miocenas y rocas miocenas a pliocenas (véase el material suplementario A.II.3). Se utilizaron criterios que determinan el sentido de deslizamiento, tales como estrías en superficie, *slickensides*, fibras de crecimiento sintectónicas, fracturas *Riedel*, indicadores estratigráficos con movimiento relativo a lo largo del plano de falla, escalones y elevaciones asimétricas (Tchalenko, 1970; Wilcox et al., 1973; Petit, 1987; Allmendinger, 1989; Doblas, 1998). Las mediciones estructurales fueron realizadas con una brújula *Brunton GEO*.

5.5.2 Modelado cinemático.

La construcción del modelo hacia adelante o *forward modeling*, fué realizado utilizando el módulo de modelamiento cinemático en 2D del software *Move2D* (Petroleum Experts) a través de una licencia académica otorgada a la Universidad Nacional de Cuyo, Mendoza,

Argentina. El objetivo fué construir una sección balanceada del borde suroriental de la Puna hasta las Sierras Pampeanas, de orientación NO-SE, y ubicada entre los 26°30' y 27°20' S. Para la construcción del modelo se definieron diferentes etapas de deformación ocurridas desde el Eoceno tardío hasta el presente, cada una las cuales involucra una serie de pasos: la simulación de movimientos de las principales fallas regionales expuestas en la superficie, generación de topografía controlada por la actividad de estas fallas, desarrollo de acortamiento horizontal a partir de un largo inicial en la sección que representa la etapa inicial, erosión del relieve, subsidencia flexural y sedimentación en los espacios de acomodación.

Move2D presenta una variedad de herramientas que permite simular cada uno de los pasos que caracterizan cada etapa. Por un lado, para recrear las geometrías resultantes de la deformación se utilizaron principalmente dos algoritmos: cizalle simple y cizalla triangular o *trishear* (Erslev, 1991; Zehnder y Allmendinger, 2000). La cizalla simple simula el movimiento de masa de rocas en el bloque colgante, dividiendo la deformación en planos no paralelos a la estratificación y que definen áreas sin sufrir deformación interna y que se van adaptando a la forma de la falla a medida que se mueven sobre esta. Debido a la naturaleza principalmente cristalina de las rocas que conforman el basamento pre-cenozoico expuesto en el sector, la deformación interna del bloque que se mueve durante la simulación se minimiza o no es considerada dentro del acortamiento, y para lo cual se utilizó este algoritmo. Por otro lado, la deformación de la cobertura cenozoica se simuló utilizando el algoritmo de cizalla triangular. Este algoritmo incluye una zona o área en la que cizalle y la deformación se distribuyen heterogéneamente, permitiendo recrear una amplia gama de pliegues por *detachment*, por propagación de falla y flexura de falla (Suppe y Medwedff, 1990; Erslev, 1991; Erslev y Rogers, 1993). Cada uno de estos modelos de pliegues pueden ser obtenidos modificando principalmente parámetros como la propagación de la falla o avance del *tip-point* (P) y la cantidad de deslizamiento (S) (Allmendinger et al., 2004). Cuando $P/S = 0$ la geometría resultante es de tipo pliegue por *detachment*; cuando P/S presenta valore ~ 0 desarrolla geometrías tipo pliegue por propagación de falla, y a medida que la propagación crece, desarrolla pliegues por flexión de falla.

En el modelado, en cada etapa de deformación se realizaron entre 3 y 4 pasos, en donde realizaban desplazamientos de las fallas que habrían tenido actividad para cada periodo. En cada paso se utilizaron desplazamientos entre 4 a 10 km, con valores de P/S entre 0,5 y 2, un ángulo *trishear* de 50°. Para cada evento deformacional se realizó un cálculo de isostasia, seguido de la construcción de una paleotopografía que representara una superficie erosión, y posteriormente la acumulación de sedimentos en los espacios de acomodación generados por

la isostasia flexural. La densidad tanto de la carga generada como la del manto se mantuvieron con los valores por defecto (~ 2700 y ~ 3300 kg/m³ respectivamente), el espesor elástico que define la profundidad y extensión de la subsidencia flexural generada por la generación de carga varió entre 35 y 50 km.

Tanto la edad de actividad de las fallas, el alzamiento de bloques derivados de edades de exhumación, como los valores de sedimentación utilizados se obtuvieron a partir de los datos existentes en la bibliografía y resumidos en la sección 7 (Antecedentes geológicos). La integración de estos datos junto con las observaciones obtenidas durante el trabajo de campo permite caracterizar como evolucionaron los estilos de deformación, proponer posibles geometrías de fallas en profundidad que expliquen la deformación observada en superficie, estimar acortamientos horizontales, y de esta manera comprender desde un punto de vista cinemático como habría evolucionado la deformación durante el alzamiento del sector del plateau.

5.5.3 Integración de los datos y construcción de un modelo conceptual.

Finalmente, para construir el modelo evolutivo esquemático y observar sus variaciones longitudinales, se integraron los resultados obtenidos con los de estudios previamente publicados (Fig. 9): una sección balanceada modelada en la parte más austral del área de estudio, en la transecta que cubre la Franja de Maricunga, Valle Ancho, Cuenca de Fiambalá y Sierras Pampeanas a los 27°30'S (Sección construida durante la tesis y publicada en Giambiagi et al., 2022); análisis estructural y de la temporalidad de la deformación en la Puna Austral (Urreiztieta et al., 1996; Schoenbohm y Strecker, 2009, Montero López et al., 2010, Quiroga et al., 2021); análisis de paleoesfuerzos de la Cordillera Occidental de Chile (Giambiagi et al., 2016); análisis termocronológicos de la Cordillera Frontal, norte de Famatina, Puna y Sierras Pampeanas (Coutand et al., 2001; Sobel y Strecker 2003; Mortimer et al., 2007, Lobens et al., 2013; Safipour et al., 2015; Zhou et al., 2016, 2017; Martínez et al, 2017 y 2021 y Zapata et al., 2020); investigaciones estratigráficas y geocronológicas (Mpodozis y Kay, 2009; Bossi et al., 2009; Zhou et al., 2013; Safipour et al., 2015; Bonini et al., 2017; Mpodozis et al., 2018, entre otros).

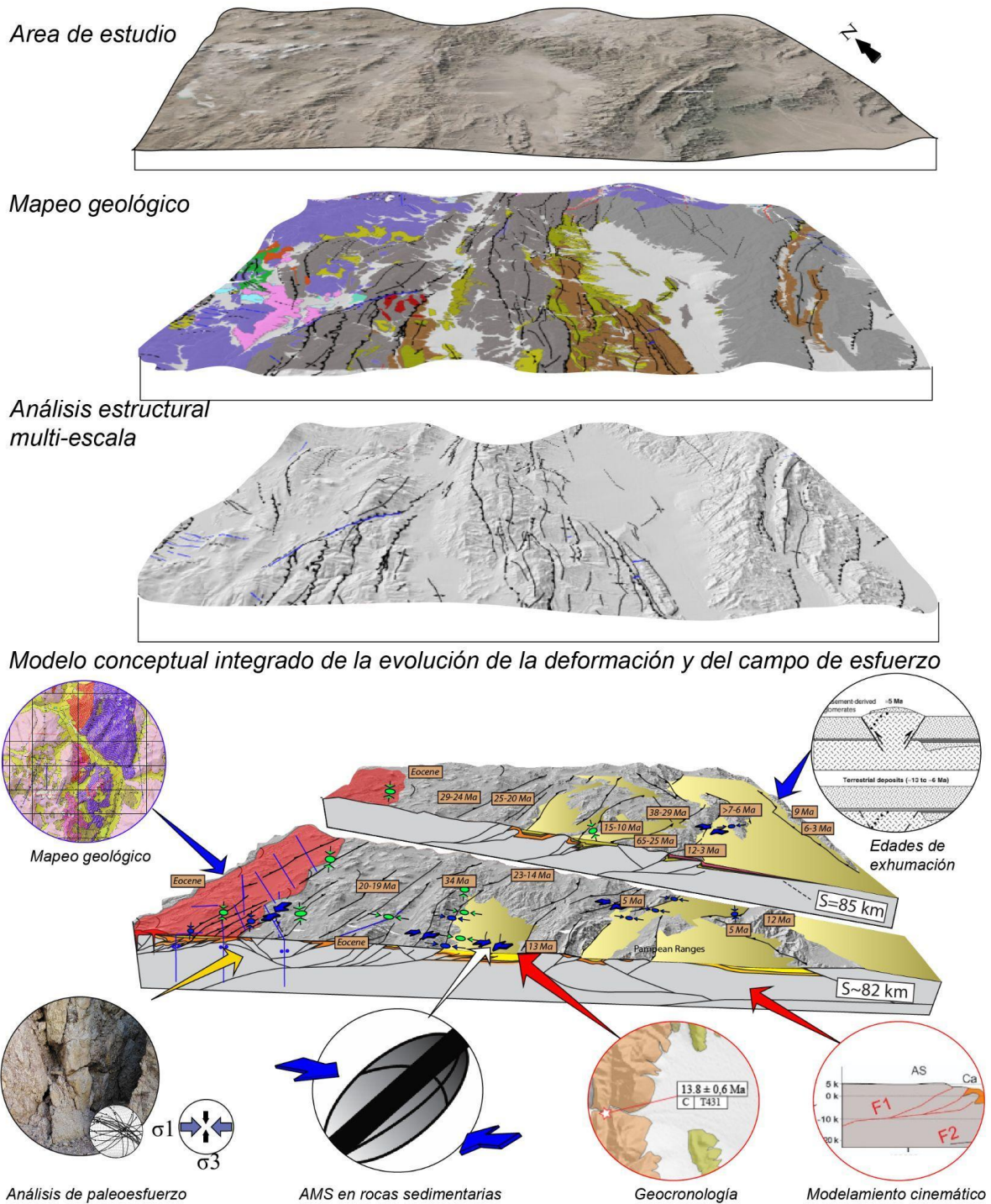


Figura 9. Síntesis de la elaboración del modelo evolutivo conceptual propuesto en este estudio. El modelo estructural propuesto se realizó integrando los datos obtenidos en este estudio y los datos existentes en la bibliografía.

5.6 Análisis geomorfológico en unidades cuaternarias

Para la caracterización de la deformación cuaternaria se realizaron: un mapeo estructural a escala 1:10,0000; análisis de imágenes satelitales para la identificación de potenciales estructuras neotectónicas, las cuales fueron posteriormente visitadas para realizar observaciones de campo; y análisis de modelos de elevación digital de alta resolución. El análisis estructural fue realizado en tres áreas seleccionadas a lo largo del área de estudio, correspondiente al sector de Valle Ancho, el valle de Chaschuil (Famatina) y la ladera oriental de la Sierra de Hualfín (Sierras Pampeanas noroccidentales) (ver ubicación en Capítulo 4).

Para la construcción de los mapas, se realizó un mapeo y definición de depósitos con morfologías aterrazadas. En cada uno de ellos se caracterizó su pendiente y altura respecto al nivel actual de incisión, junto con su relación espacial a las estructuras analizadas con las metodologías previamente descritas. A partir de los modelos de elevación digital se obtuvieron *hillshade maps*, perfiles de elevación, mapeo de redes de drenaje y parámetros de Gradiente y Aspecto, como una medida del ángulo de inclinación y de dirección de inclinación de una superficie, respectivamente.

5.6.1 Construcción del modelo de elevación digital

Para la visualización de las superficies se utilizó un vehículo aéreo no tripulado (UAV-drone) el que permitió la obtención de fotografías aéreas de alta resolución (30-50 cm/px), a partir de las cuales se obtuvo el modelo de elevación digital. Este UAV corresponde a un DJI *Phantom 4* controlado manualmente y por aplicaciones disponibles en sistema operativo iOS (Iphone). Las fotografías fueron tomadas a $\sim 90^\circ$ respecto a la perspectiva del suelo y con un traslape $>90^\circ$ del área de cada fotografía. Posterior a la toma de fotografías, se procedió a la construcción de objetos tridimensionales utilizando técnicas de fotogrametría (Sechin, 2014). La técnica *Structure from motion* (SfM) resulta ser la técnica más popular y económica para la construcción de objetos tridimensionales a partir de objetos bidimensionales (las fotografías tomadas desde el UAV). De esta manera se obtiene una nube de puntos (*Point cloud*) y el modelo de elevación digital (Fig. 10). Tanto el *point cloud* como el modelo de elevación digital fueron realizados en el laboratorio de computación del Institute for Geosciences de la Universidad de Potsdam utilizando el software Agisoft. Debido a la ausencia total de asentamientos humanos, excepto las modificaciones realizadas por la construcción de carreteras, y la vegetación poco densa, en este estudio no se realizó una eliminación selectiva de puntos asociados a vegetaciones o asentamientos urbanos, metodología comúnmente utilizada en zonas con una importante densidad de vegetación (ej. Perroud, 2021).

5.6.2 Procesamiento del modelo de elevación digital.

Para la identificación de anomalías geomorfológicas, se construyeron perfiles de elevación y se calcularon parámetros de la forma del relieve como el gradiente y el aspecto. Para la construcción de los perfiles de elevación se utilizó el software Qgis 3.16, en donde se dibujaron sistemáticamente trazas perpendiculares a las estructuras previamente identificadas tanto por fotointerpretación como también en terreno. En esta sección se analizarán los patrones en la red de drenaje, de la forma de las superficies aterrazadas en depósitos aluviales y fluviales y la cuantificación de movimientos verticales en perfiles de elevación derivados de los modelos de elevación digital para identificar posibles indicadores de deformación (ej: Strecker et al., 1989; Amos et al., 2010; Burbank y Anderson, 2013; Reitman et al., 2019; Arnous et al., 2020; Weiler et al., 2022). Para la obtención de estos parámetros se utilizó el software *Topo Toolbox* implementado en MATLAB (Schwanghart y Kuhn 2010 y Schwanghart y Scherler 2014).

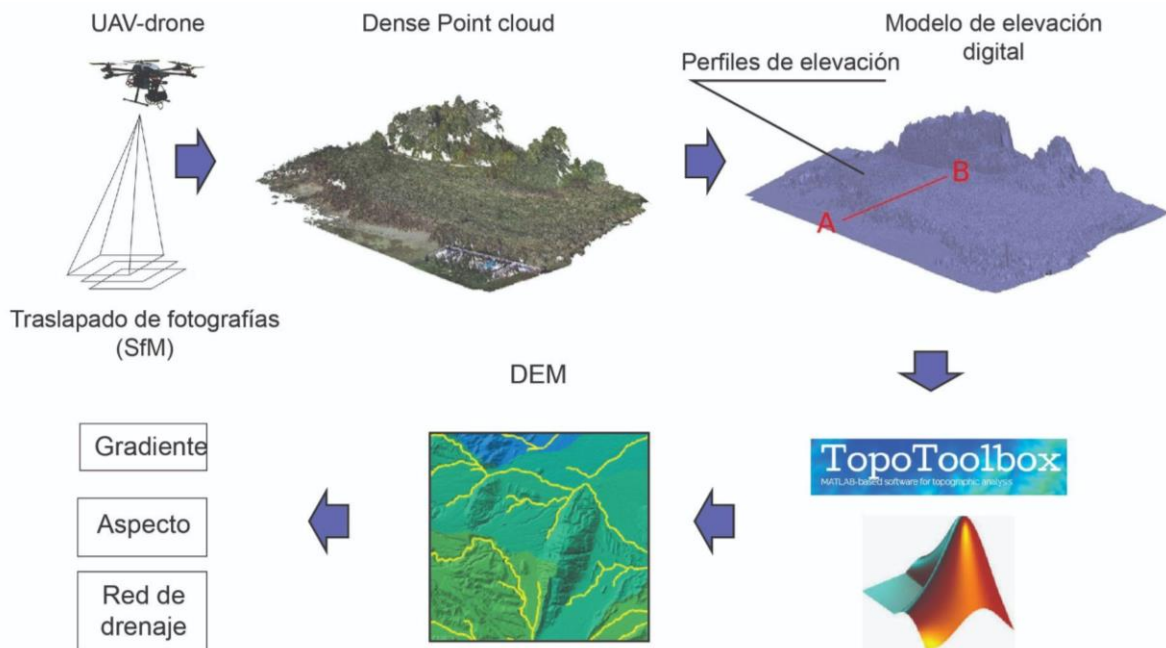


Figura 10. Esquema del flujo de trabajo para la elaboración del modelo de elevación digital y su posterior análisis. Modificado de Meneses et al. (2018).

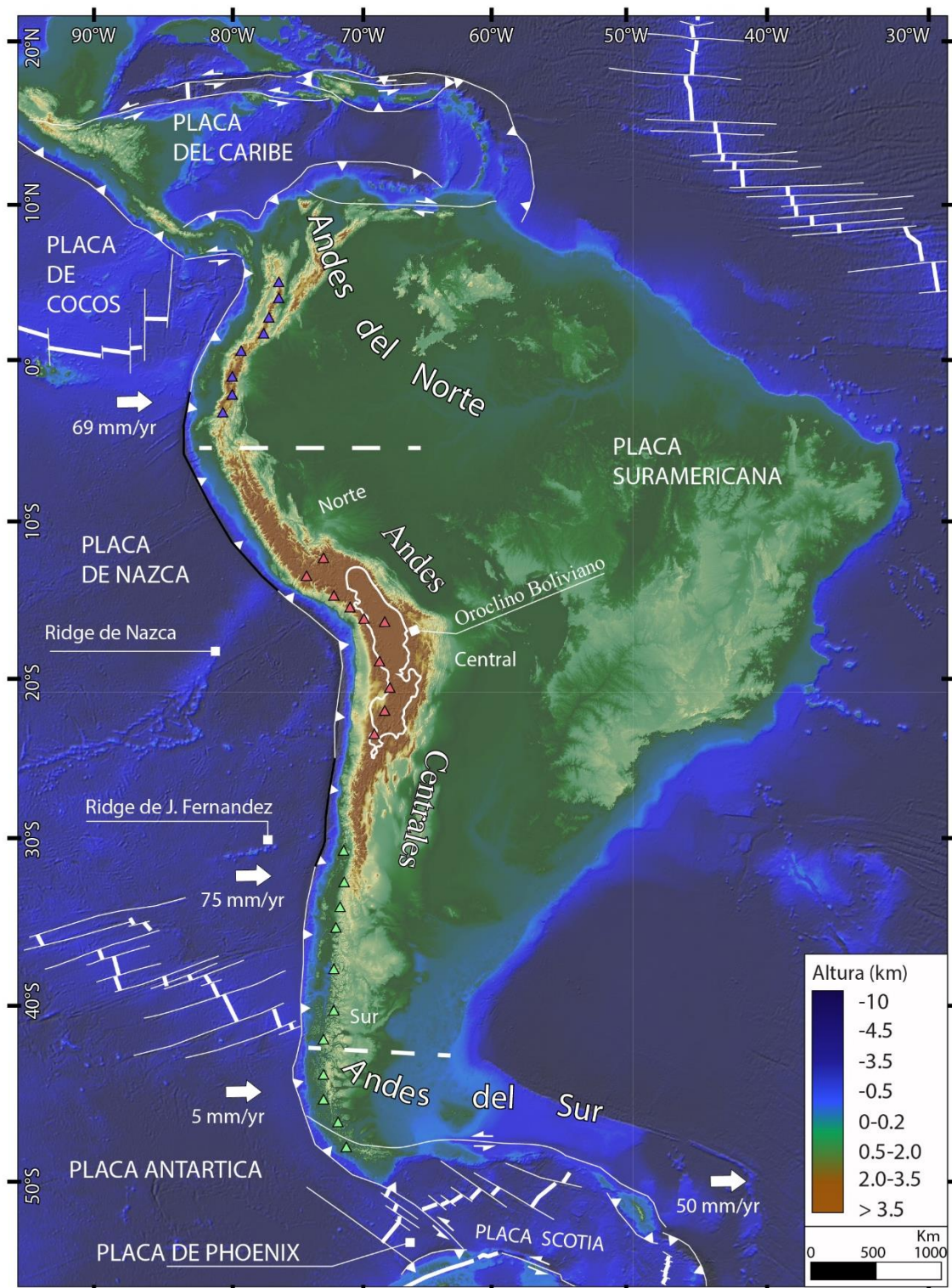
6. Contexto geodinámico.

Los Andes es una de las cadenas montañosas más largas del planeta Tierra. Se ubica en el borde occidental de América del Sur, desde los 10°N hasta los 55°S. Su extensión aproximada es de ~8000 km y su ancho varía entre 600 y 250 km (Fig. 11). Los Andes varían en promedio entre 1 y 4 km de altitud sobre el nivel del mar, y las máximas elevaciones corresponden a cordones montañosos y volcanes cuyas cimas alcanzan los ~7 km, siendo la máxima altitud el cerro Aconcagua con 6.96 km (32°39'S, 70°W), seguido del volcán Ojos del Salado, con 6,89 km (27°6' S, 68°32'W), el primero ubicado en Argentina y el segundo en la frontera entre Chile y Argentina. El eje principal de los Andes presenta una orientación aproximadamente N-S, con variaciones que se identifican como flexuras o curvaturas, tanto de la orientación de la cadena montañosa como en la traza de la fosa oceánica, denominadas oroclinos (Carey, 1955), siendo el más notorio el Oroclino Boliviano u Oroclino Andino, a los 15°S (Fig. 11)

La cordillera de los Andes se clasifica como un orógeno de subducción, de tipo no colisional, donde las placas oceánicas de Cocos, Nazca y Antártica subducen por debajo de la placa continental Sudamericana con una inclinación hacia el este y con una tasa de convergencia que varía entre 7 y 0.5 cm/a (Fig. 11). A lo largo de este margen convergente, la placa de Nazca se segmenta en zonas con importantes variaciones en el ángulo de subducción, reconociendo cuatro segmentos mayores: segmentos de subducción plana o tipo *flat-slab*, entre los 2°-15°S y 27°-33°S, con un ángulo de subducción de 5° a 10°; y zonas de subducción normal en los tramos 15-24°S y al sur de los 30°S, en donde la losa oceánica subduce con un ángulo cercano a los 30° (Fig. 11) (ej. Stauder, 1973, 1975; Barazangi and Isacks, 1976, 1979; Isacks and Barazangi, 1977, Jordan et al., 1983). En los segmentos de subducción plana el volcanismo activo está ausente, mientras que en los segmentos de subducción normal se desarrollan tres grandes zonas de volcanismo, denominadas como zona volcánica norte, zona volcánica central y zona volcánica sur (Fig. 11)

Diversos trabajos proponen distintas subdivisiones de los Andes en base a variaciones en la tectónica de placas (Gansser, 1973 y Ramos et al., 1999), estilo de deformación (Kley et al., 1999), ángulo de subducción de la placa oceánica (Jordan et al., 1983), y por contraste composicionales a escala cortical (Tassara y Yañez, 2003). Considerando lo propuesto por Gansser (1973) y Ramos et al. (1999), los Andes se puede dividir en los Andes del Norte (10°N y 4°S); los Andes Centrales (4°- 46°30'S) y los Andes del Sur (46°30'-52°S), clasificación que será considerada para este estudio (Fig. 11). A su vez, los Andes Centrales se han dividido en

tres sectores, de acuerdo con los cambios en la geometría de la losa oceánica y de la zona de Wadati-Benioff (Ramos et al., 1999): el sector norte (4°S y 14°S), central (14°S y los 27°S), y sur (27°S y los 46°30'S).



- ▲ Zona volcánica Norte
- ▲ Zona volcánica Central
- ▲ Zona volcánica Austral
- ▬ Margen convergente
- ▬ Margen transcurrente
- ▬ Margen divergente
- ▬ Región de drenaje interno
- ➔ Velocidad de convergencia
- ▲ Zona de subducción pampeana

Figura 11 (Página anterior). Rasgos a escala continental de la Cordillera de los Andes. Se muestra la división propuesta por Gansser (1973) para toda la cadena montañosa: los Andes del Norte (10° N-12°S), los Andes Centrales (12°-30° S), y los Andes del Sur (30°-50°S). En las zonas altas de los Andes Centrales (> 3.500 m.s.n.m.) se resalta en blanco el límite del área en donde se desarrollan las cuencas endorreicas de gran altitud, en la que sobresale el área delimitada por el plateau Andino. Modelo de elevación digital generado a partir de imágenes ALOS. Modificado de Jordan et al., 1983; Tassara y Yañez, 2003 y Horton, 2018.

El área de estudio se ubica entre los 26°30'S y los 27°30'S, en la transición de la zona de subducción normal ubicada directamente al norte y la zona de subducción de bajo ángulo ("flat slab") desarrollada hacia el sur (Fig. 12A). La placa oceánica de Nazca ha estado subduciendo bajo la placa Sudamericana desde Paleozoico tardío (ej.: Del Rey et al., 2016; Oliveros et al., 2020), con un vector de convergencia orientado principalmente ~ENE (~75°) desde el Paleógeno tardío (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza y Ghidella, 2012). A la latitud del estudio, de oeste a este, la cordillera se divide en: la Cordillera de la Costa, la Cordillera Frontal (o Cordillera de Copiapó) y el extremo sur de la Cordillera de Domeyko y las depresiones pre-Andinas. En el eje central del orógeno se desarrolla la zona volcánica central, caracterizada por un cinturón o faja de sistemas volcánicos cuaternarios, de orientación N-S ubicada en el borde occidental del plateau Andino; y hacia el este del plateau, se encuentra Cordillera Oriental, las Sierras Subandinas, y el Sistema de Santa Bárbara y el antepaís moderno (Fig. 12A). Por otro lado, al norte de los 26°S, dentro del segmento de subducción normal, se desarrolla la cadena volcánica activa, a lo largo de todo el borde occidental del plateau Andino, mientras que, al sur de los 27°S, en el segmento de subducción plana el volcanismo moderno está ausente (Fig. 12A).

Los mecanismos focales de sismos muestran que el campo de esfuerzos tectónicos actual está dominado por regímenes de esfuerzos variables (Fig. 12B). En las zonas del antearco y retroarco, las direcciones de contracción son mayormente orientadas perpendicular al eje del orógeno; en las zonas más septentrionales del plateau andino, un campo de esfuerzo extensional muestra direcciones de extensión variables, mientras que, hacia el sur en la Puna, dicho régimen está casi ausente, no existe o simplemente no ha sido documentado. Algunos datos muestran, la presencia de un régimen transcurrente.

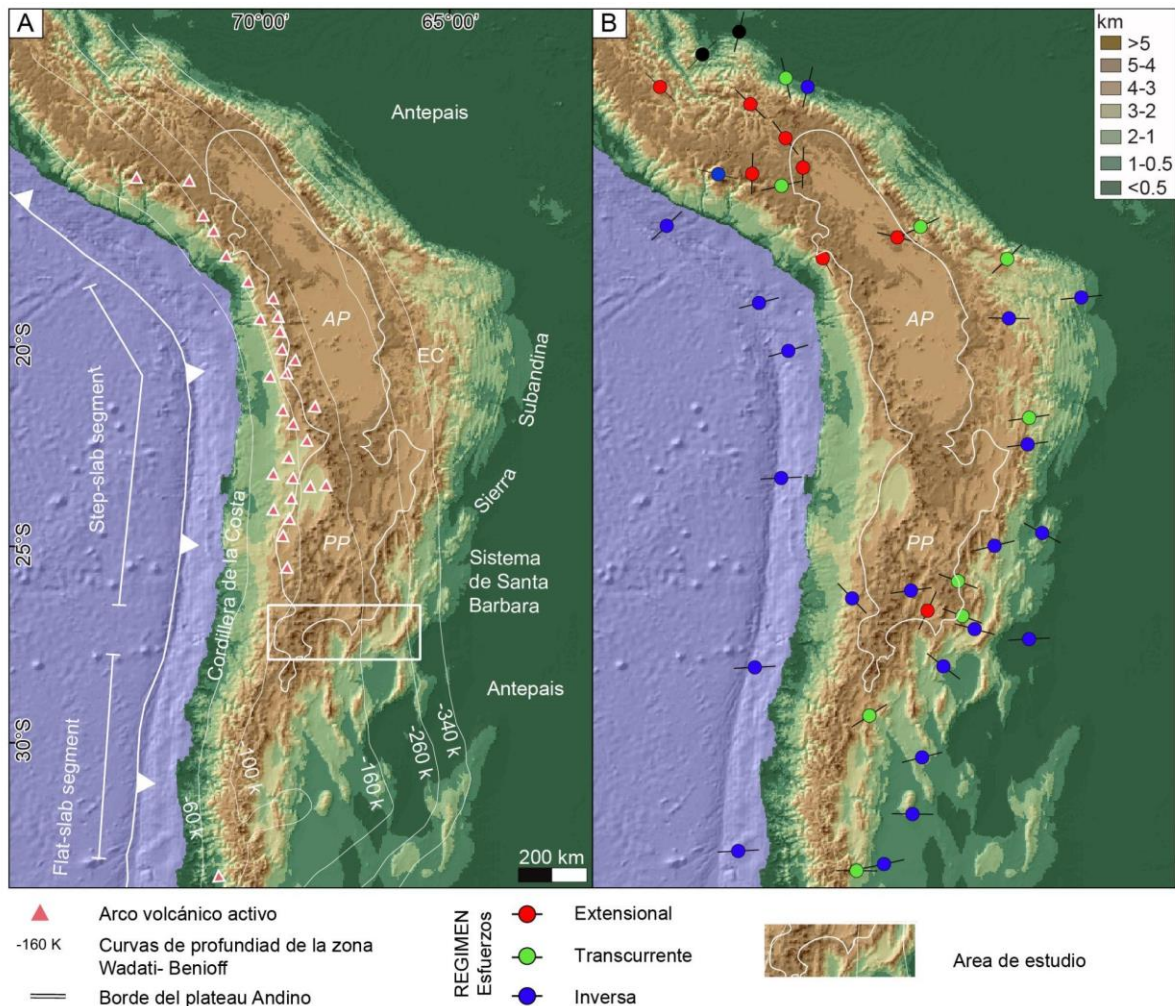
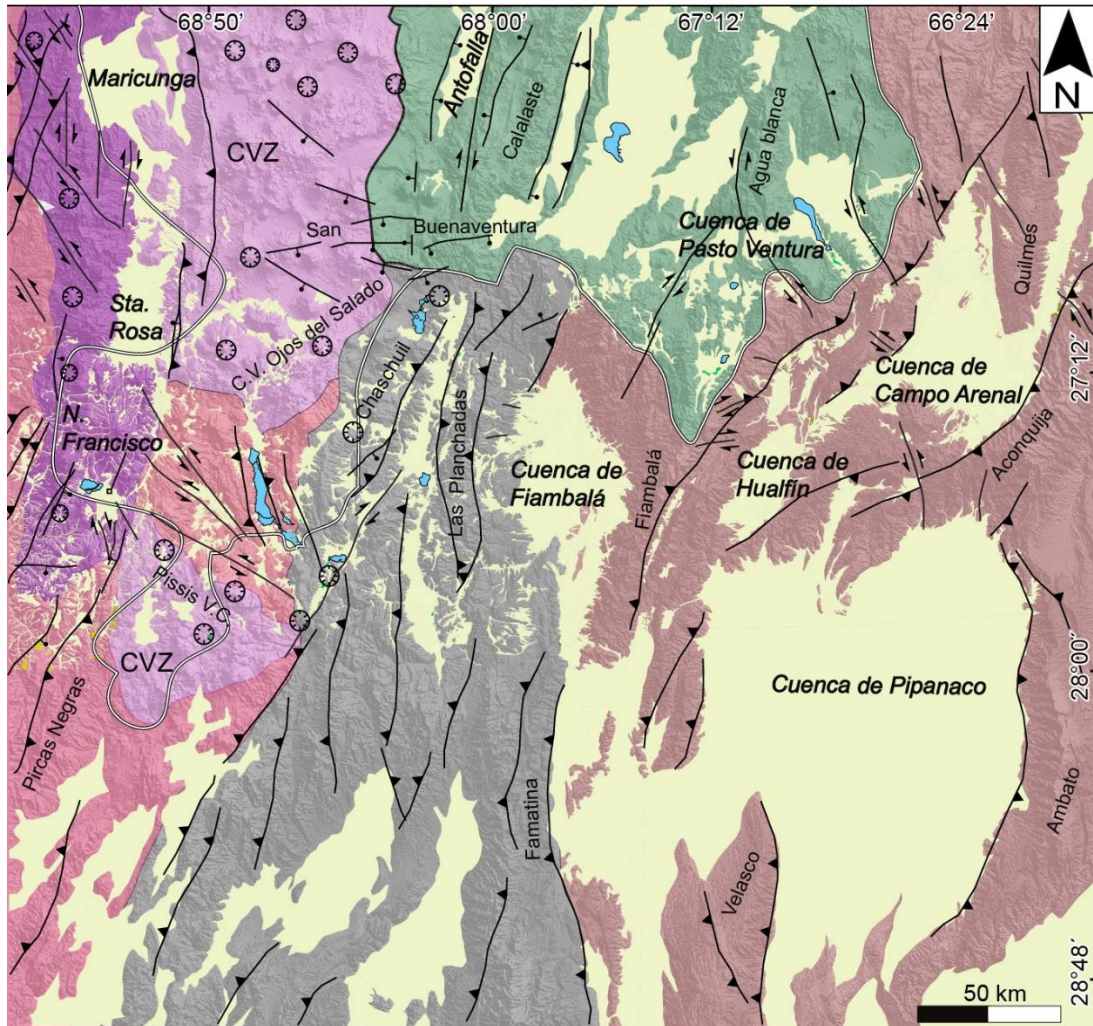


Figura 12. A) Modelo de elevación digital simplificado (SRTM, Farr y Kobrick, 2000) de los Andes Centrales, mostrando la tasa de convergencia actual, los segmentos con cambio de inclinación de la capa oceánica de Nazca bajo la placa Sudamericana, las profundidades de la zona Wadati-Benioff (Tassara y Echaurren, 2012) y la distribución del volcanismo cuaternario. B) Estado del esfuerzo actual en la corteza (World Stress Map, Heidbach et al., 2016), la delimitación y distribución espacial de la zona cubierta por el plateau Andino en el eje del orógeno y los principales elementos morfotectónicos.

7. Antecedentes geológicos.

El área de estudio (26°30'S y los 27°30'S), ubicada en el sector sur de la Puna coincide con la transición hacia otros elementos morfoestructurales de primer orden, caracterizados por una arquitectura estructural compleja y variable, en donde las fallas y pliegues son de extensiones kilométricas. Esto permite evaluar la segmentación de las provincias geológicas propuesta como un sistema de bloques estructuralmente anisótropos (Hongn et al., 2010, y los trabajos enfocados en el estudio del basamento allí citados). En base a estas diferencias, el área

puede ser dividida en tres zonas (Fig. 13): (i) extremo sur de la Puna, (ii) el borde occidental ubicado entre la Franja de Maricunga, Cordillera Frontal y Valle Ancho, y (iii) el borde oriental entre el extremo norte de Famatina, la cuenca de Fiambalá y las Sierras Pampeanas noroccidentales.



- | | | | | | |
|---|----------------------------------|---|--|---|-------------------------------|
| — | Límite región de drenaje interno | ☉ | Estratovolcanes neógeno - cuaternarios | ■ | Puna |
| ⇌ | Fallas: | ☉ | Salares actuales | ■ | Zona volcánica central |
| ⇌ | Transcurrentes | ■ | Cordillera Frontal | ■ | Cuenas neogena - cuaternarias |
| ⊥ | Normales | ■ | Franja de Maricunga | ■ | Famatina |
| ▲ | Inversa | ■ | Valle Ancho | ■ | Sierras Pampeanas |

Figura 13. Mapa compilatorio de los principales sistemas estructurales reconocidos en la zona de transición entre el plateau de la Puna y las áreas circundantes. Datos recopilados de Ramos et al. (2002); Schoenbohm y Strecker (2009); Mpodozis et al. (2012 y 2018); Jordan y allmendinger (1986); McMillan et al. (2022), Rubiolo et al. (2009); Bossi et al. (2009) y este estudio.

El extremo sur del Plateau Andino (Puna)

El Plateau de la Puna corresponde a la porción austral del plateau Andino denominado Altiplano/Puna. Alcanza una altitud media de ~4.000 m.s.n.m. y se caracteriza por un sistema de cuencas endorreicas, formadas por depósitos sedimentarios clásticos y evaporíticos-salinos modernos; que en planta presentan generalmente formas rómbicas y alargadas, delimitadas por cordones de intrusivos y rocas metamórficas precámbricas a paleozoicas inferiores (Turner 1973; Allmendinger et al., 1989; Hongn, 1994; Becchio et al., 1999; Allmendinger et al., 1997; Schnurr et al., 2006). Las principales estructuras son fallas inversas con dirección N-S a NNE, que bordean estos cordones y delimitan una serie de cuencas rellenas con rocas sedimentarias y volcánicas continentales del Eoceno al Cuaternario (Carrapa y DeCelles, 2008; Jordan y Alonso, 1987; Kraemer et al., 1999; Zhou et al. 2017).

En el margen sureste de la Puna, entre las sierras de Calalaste y de Laguna Blanca, las rocas Eocenas (Fig. 13) alcanzan un espesor máximo de ~ 3 km, asociadas al desarrollo de una cuenca flexural ubicada en el borde este de la Puna (Kraemer et al, 1999; Carrapa y DeCelles, 2008; Coutand et al., 2001; Zhou y Schoenbohm 2015; Zhou et al., 2017, McMillan et al., 2022), cuyos espesores disminuyen hacia el este y se exponen en la cuenca de Pasto Ventura (Unidad a, Sección 4, Fig. 14), donde alcanzan menos de <0,5 km. Durante el Mioceno, se depositaron las sucesiones volcánicas, fluvio-aluviales y eólicas neógenas, datadas por Zhou et al. (2015, 2016) entre 11 y 7 Ma, (Unidades b-e, Sección 4, Fig. 2), contemporáneas a la compresión que afectó esta parte del plateau y que estuvo relacionada al levantamiento y exhumación del basamento, desarrollando geometrías de estratos de crecimiento en las rocas neógenas, y sugiriendo que la compresión en esta zona continuó hasta los ~5 Ma, (Carrapa et al., 2005; Zhou y Schoenbohm, 2015; Zhou et al., 2015 y 2016; McMillan et al., 2022). Desde el Plioceno temprano, las fallas normales en la cuenca de Pasto Ventura presentan una orientación NE-SO, y se interpretan como evidencias de un cambio del régimen tectónico desde compresivo hacia uno extensional activo hasta el presente (Allmendinger et al., 1997; Schoenbohm y Strecker 2009; Montero López et al., 2010; Zhou et al., 2013, Schoenbohm y Carrapa, 2005), mientras que en algunas cuencas más al oeste y al norte, como la región de la cuenca del Salar de Antofalla, se documentó una deformación contraccional de dirección E-O durante el mismo período (Tye et al., 2022; McMillan et al., 2022).

La Franja de Maricunga y la cuenca de Valle Ancho

La Franja de Maricunga representa los vestigios del arco volcánico activo durante el Paleógeno tardío al Plioceno (ej. Kay y Mpodozis, 2002; Mpodozis et al., 1995, 1997, 2012, 2018). Comprende una zona formada por una serie de franjas de rocas sedimentarias del Devónico al Carbonífero y rocas graníticas y volcánicas del Pérmico-Triásico cubiertas discordantemente por rocas sedimentarias y volcánicas continentales cenozoicas y centros volcánicos miocenos parcialmente erosionados (Sección 1, Fig. 14), delimitadas por fallas inversas y cabalgamientos de rumbo N-S a NNE (Mpodozis et al., 1995; 2018). Una serie de discordancias angulares entre las sucesiones volcánicas y sedimentarias cenozoicas reflejan cuatro episodios discretos de deformación contraccional y dos episodios extensionales (Mpodozis et al., 2018), contemporáneos con un continuo engrosamiento de la corteza desde tiempos eocenos (Mpodozis y Kay 2009, Kay et al., 2013). Durante el Paleoceno, las sucesiones volcánicas derivadas de los centros volcánicos se depositaron contemporáneas a un régimen tectónico extensional (Mpodozis et al., 2018), mientras que durante el Eoceno al Oligoceno temprano, la Formación Astaburuaga (Unidad a, Sección 1, Fig. 14) documenta el volcanismo y la depositación de secuencias epiclásticas y sedimentarias fluvio-aluviales bajo un régimen mayormente compresivo, con el desarrollo de fallamiento inverso, mientras que hacia las zonas occidentales, entre la Cordillera Frontal de Copiapó y la Cordillera de la Costa, la deformación estuvo controlada por la reactivación, al menos desde el Cretácico Superior, de fallas normales relacionadas con el rift mesozoico (ej., Martínez et al., 2016; 2021). Desde este período, la actividad volcánica asociada a la Franja volcánica de Maricunga ha sido activa ininterrumpidamente (Mpodozis et al., 1995, 1997; Kay et al., 1994, Mpodozis et al., 2018). Durante el Oligoceno tardío, la tectónica contraccional dio paso a un corto periodo de fallamiento normal, contemporáneo a la depositación de sucesiones sedimentarias evaporíticas a clásticas, registrada en los Estratos de Río Nevado acumuladas en la cuenca de Cuevitas (Unidad b, Sección 1, Fig. 14) (Mpodozis et al., 2015, 2018, Quiroga et al., 2018). Luego, durante el Mioceno tardío, se registra un periodo de deformación bajo un régimen compresivo (Martínez et al., 2017; Mpodozis et al., 2018; entre otros), registrado durante un prolongado período de volcanismo bimodal separados en eventos volcánicos discretos, ocurridos durante el Mioceno temprano, Mioceno medio, Mioceno tardío, Mioceno tardío alto a Plioceno temprano y Plioceno (Unidades c-g, Sección 1, Fig. 14).

Hacia el este, la **cuenca de Valle Ancho** corresponde a una depresión entre la Franja de Maricunga y las sierras de Famatina (Fig. 14). Esta cuenca representa un área única donde se exponen tanto rocas metamórficas precámbricas como rocas volcánicas pérmicas y sucesiones metasedimentarias del Ordovícico al Carbonífero (Turner, 1967; Rubiolo et al.,

2009). Estas rocas están cubiertas discordantemente por sucesiones sedimentarias y volcánicas del Eoceno al Oligoceno, agrupadas dentro de La Formación Los Aparejos, y por secuencias sedimentarias clásticas y evaporíticas denominadas como Estratos de Laguna Verde (Unidad b, Sección 2; Fig. 14). Las rocas de la Formación Los Aparejos de posible edad eocena que se encuentran intruidas por diques dacíticos datados en ~24,9 Ma (Gardeweg et al., 1997), y se caracteriza por dos grandes facies. Una facies sedimentaria-eplicástica que registra un ambiente que alterna entre episodios fluviales, fluvio-aluviales y escasamente eólico (Wagner, 2021), y por una facies volcánica caracterizada por la predominancia de sucesiones de tobas y brechas volcánicas asociadas a depósitos de tipo bloques y cenizas (*block and ash*), con una importante presencia de juveniles densos de composición dacítica. Rocas de esta Formación estarían engranando lateralmente con secuencias de las Formación Astaburuaga expuestas hacia el Oeste (Mpodozis et al., 1997). El principal rasgo estructural que caracteriza esta área es un sistema de fallas transcurrentes, sub-verticales, con rumbo NO-SE, que se extiende hasta el límite oriental de la Cordillera Frontal (Mpodozis et al., 1997), mientras que hacia el este se encuentra limitada por fallas inversas y transcurrentes de rumbo N-S (Fig. 14).

En esta zona, el volcanismo puede separarse en tres etapas: desde el Oligoceno tardío a Mioceno medio (Unidades c-e, Sección 2, y Unidad e, Sección 1 Fig. 14), una segunda etapa, entendida como la migración hacia el este del vulcanismo durante el Mioceno y Plioceno, en donde las rocas volcánicas e intrusivas fueron emplazadas a lo largo de las principales fallas regionales (Unidades f-g, Sección 2 Fig. 14); y una etapa final que comenzó durante el Pleistoceno hasta el presente (Unidad h, Sección 2, Fig. 14), mientras que la actividad volcánica en la Franja de Maricunga comenzó a disminuir debido a la escasa presencia de estas rocas en el sector.

Al igual que en el área de la Franja de Maricunga, la deformación contraccional está documentada durante el Paleógeno a través de pliegues y fallas inversas que afectan a rocas de la Formación Los Aparejos (Mpodozis et al., 1997), sin haberse determinado hasta ahora el periodo en que ocurrió este evento, representando una interrogante importante de resolver al momento de estudiar el campo de esfuerzos predominante.

Famatina Norte y la cuenca de Fiambalá

La cordillera de **Famatina** a esta latitud está compuesta por secuencias sedimentarias y volcánicas deformadas del Ordovícico, Pérmico y Triásico (Turner 1967; Rubiolo et al., 2002; Rubiolo et al., 2009; Zappettini et al., 2015; Cristofollini et al., 2022), discordantes bajo

potentes sucesiones de rocas volcánicas y sedimentarias de edad miocena (Rubiolo et al., 2009; Safipour et al., 2015) que forman un cinturón de pliegues y cabalgamientos de vergencia este.

Limitada por Famatina al oeste, por las Sierras Pampeanas al este y por la Puna al norte, la **cuenca de Fiambalá** es una cuenca Neógena conformada por sucesiones volcánicas y fluvio-aluviales continentales. El relleno sedimentario de esta cuenca registra el cambio de una extensa cuenca de antepaís hacia un sistema de antepaís fragmentado (Dávila y Astini 2007; Carrapa et al., 2008; Safipour et al. 2015). Este gran cambio ha sido relacionado con la propagación hacia el este del frente orogénico desde la Sierras de Famatina hasta las Sierras Pampeanas, durante el Mioceno temprano, donde el posterior levantamiento de bloques de basamento cristalino durante el Mioceno medio coincide en el tiempo con el levantamiento topográfico principal de la Puna (Carrapa et al., 2006, 2008, 2011; Dávila y Astini, 2007; Mortimer et al., 2007; Davila, 2010; Safipour et al., 2015). El registro estratigráfico en la cuenca de Fiambalá está compuesto por al menos 5,5 km de rocas sedimentarias (Carrapa et al., 2008; Deri et al., 2019), y ha sido separado en tres unidades principales.

La más antigua, la Formación Tambería, está compuesta por ~3.700 m de secuencias fluviales y aluviales continentales (Turner, 1967; Rubiolo et al., 2009; Carrapa et al., 2006, 2008; Deri et al., 2019), principalmente distribuidas en los segmentos central y sur de la cuenca. Mientras que el Miembro Temprano está compuesto principalmente por areniscas eólicas rojizas intercaladas con delgados niveles de fangolitas, el Miembro Tardío está compuesto por conglomerados, limolitas y areniscas (Carrapa et al., 2008) (Unidad a, Sección 3, Fig. 14). Los datos geocronológicos indican una edad de esta unidad de entre una edad máxima de ~23 Ma (U-Pb en circón detrítico, Safipour et al., 2015; Deri et al., 2019) y ~ 6 Ma (U-Pb, Safipour et al., 2015). Durante la depositación del Miembro Inferior, los análisis de procedencia y los datos de paleocorrientes indican un aporte detrítico procedente del oeste, de los bloques del basamento y de los estratos volcánicos del Neógeno (Safipour et al., 2015). Por otro lado, el Miembro Superior registra un cambio de las fuentes de los sedimentos, cuya procedencia es del norte, noroeste y noreste, lo cual es explicado por la presencia de un alto topográfico ubicado en el norte (Carrapa et al., 2008 y Safipour et al., 2015).

La Formación Guanchín (Unidad b, Sección 3, Fig. 14), que sobreyace concordantemente a la Formación Tambería, está compuesta por una secuencia sedimentaria de ~1.500 m de espesor de areniscas anaranjadas y conglomerados grises (Penck, 1920; Turner, 1967). Los clastos indican una fuente detrítica procedente de los bloques de basamento paleozoico situados al oeste, norte y noreste (Carrapa et al., 2008). La edad de esta Formación

está constreñida entre 5,9 y 4 Ma (U-Pb en circón detrítico, Carrapa et al., 2008, y Schoenbohm et al., 2015).

La secuencia sedimentaria más joven acumulada en la cuenca corresponde a la Formación Punaschotter que cubre discordantemente a las Formaciones Tambería y Guanchín (Unidad c, Sección 3, Fig. 14) (Penck, 1920). Esta unidad está compuesta por conglomerados polimícticos con niveles menores de areniscas, con clastos imbricados, para los cuales las paleocorrientes medidas sugieren una fuente proximal desde las zonas oeste, noreste y este (Carrapa et al., 2008). La edad propuesta para estas rocas es cercana a los 3 Ma en base a edades obtenidas con el método U-Pb (Carrapa et al., 2008).

Las Sierras Pampeanas Noroccidentales

Las **Sierras Pampeanas** corresponden a un sistema de sierras compuestas por rocas metasedimentarias precámbricas a metamórficas de alto grado y rocas ígneas del Devónico, Carbonífero y del Paleozoico temprano (Ramos et al., 2002; Bossi y Muruaga, 2009). Las rocas están deformadas y levantadas por fallas inversas de alto ángulo de rumbo N-S, NE y E-O, relacionadas con la inversión de estructuras de rift cretácicas en su porción más oriental (ej., Jordan et al., 1983; Jordan y Allmendinger; 1986, Ramos et al., 2002; Cristallini, et al., 2004). Entre estos cordones de basamento se desarrollaron tres cuencas: la cuenca Hualfín, la cuenca Arenal-El Cajón y la cuenca de Santa María (Secciones 5 y 6, Fig. 14). Estas cuencas están rellenas por secuencias lacustres, fluvioaluviales y volcánicas continentales neógenas que registran la evolución de un antepaís continuo previo al levantamiento de las sierras (Sobel y Strecker, 2003; Mortimer et al., 2007; Bossi y Muruaga, 2009; Bonini et al., 2017). El cambio de aporte terrígeno, registrado en el relleno sedimentario de estos depocentros, ha sido asociado al inicio del último levantamiento que fragmentó el antepaís durante el Mioceno medio a tardío (Coughlin et al., 1998; Sobel y Strecker, 2003; Carrapa et al., 2006; Dávila y Astini, 2007; Mortimer et al., 2007; Lobens et al., 2013; Bonini et al., 2017).

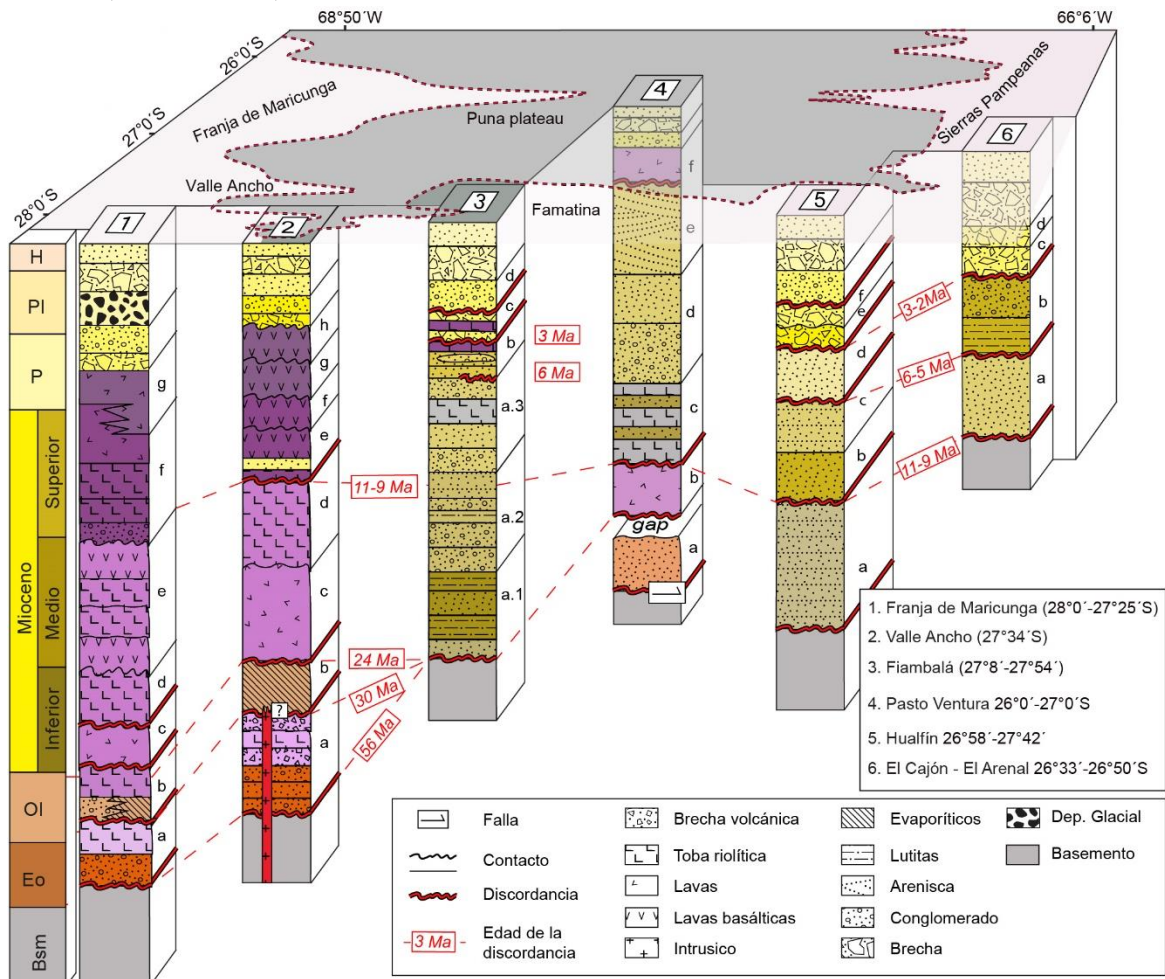
Las unidades neógenas acumuladas en la cuenca de Hualfín corresponden a las Formaciones Hualfín (Unidad a, sección 5, Fig. 14), Las Arcas (Unidad ba, sección 5, Fig. 14), Chiquimil (Unidad c, sección 5, Fig. 14), Andalhualá (Unidad d, sección 5, Fig. 14) y Corral Quemado (Unidad e, sección 5, Fig. 14). La Formación Hualfín está compuesta por ~150 m de areniscas de grano medio a grueso de color marrón rojizo, con conglomerados y fangolitas intercaladas (Muruaga, 2001 a, b), con una edad deposicional de entre 15 y 11 Ma (U-Pb sobre circón detrítico, Da Poian et al., 2015). La Formación Las Arcas, similar a las rocas de la Formación Hualfín, está compuesta por 226 m de areniscas rojas finas a muy finas y una menor

proporción de conglomerados (Muruaga, 1998). No existen edades para esta unidad. La Formación Chiquimil (Muruaga, 1998), de 1.400 m de espesor, ha sido dividida en tres Miembros: el Miembro Los Baños, compuesto principalmente por areniscas finas a gruesas; el Miembro El Aspero, compuesto por rocas volcánicas y volcanoclásticas relacionadas con el complejo volcánico Farallón Negro (Bossi y Muruaga 2009); y el Miembro El Jarillal, compuesto principalmente por areniscas y conglomerados finos. Esta Formación está delimitada temporalmente por una edad de $9,14 \pm 0,09$ Ma (Ar-Ar, Sasso, 1997). La Formación Andalhualá está compuesta por 310 m de areniscas de color pardo a rojizo, con estratificación cruzada lenticular y en artesa, marcas de ondulitas y estratificación cruzada (Muruaga, 1998 y Bonini et al., 2017). Las rocas de esta Formación se depositaron entre 7,1 Ma y 4 Ma (K-Ar, Latorre et al., 1997; Ar-Ar, Bonini et al., 2017). La Formación Corral Quemado se caracteriza por depósitos de arcillas de ~340 m, limolitas tabulares rojizas oscuras y lentes de sabulitas intercaladas entre arcillas limolitas, gravas y arenas gruesas. La edad depositacional máxima es de ~3,6 Ma (U-Pb, Pingel et al., 2016).

En la zona noreste, la Cuenca de El Cajón está formada por rocas neógenas de las Formaciones Peñas Azules (Unidad a, sección 6, Fig. 14), Playa del Zorro (Unidad b, sección 6, Fig. 14) y Totoral (Unidad c, sección 6, Fig. 14). La Formación Peñas Azules está compuesta por tobas, areniscas ricas en clastos volcánicos y conglomerados lenticulares (Mortimer et al., 2007), cuya edad deposicional máxima es de $10,7 \pm 1,7$ Ma (K-Ar, Strecker, 1987). La Formación Playa del Zorro está compuesta por tres miembros: areniscas rojas, fangolitas y areniscas fangosas, y areniscas planas a estratificadas, respectivamente (Mortimer et al., 2007), cuya edad está delimitada por dos horizontes de toba, datados en $5,7 \pm 0,4$ Ma y $5,5 \pm 0,9$ Ma (K-Ar, Bossi et al., 1997 y Strecker et al., 1989, respectivamente). La Formación Totoral, descrita como un equivalente litoestratigráfico a la Formación Punaschotter (Penck, 1920; Allmendinger, 1986; Allmendinger et al., 1989; Carrapa et al., 2005, Schoenbohm et al., 2015), está compuesta por conglomerados polimícticos con niveles de arena menores, a un clima árido y contemporáneo a actividad tectónica.

Figura 14 (Página siguiente). Principales Formaciones y unidades estratigráficas cenozoicas definidas en el área de estudio. 1) Sección Franja de Maricunga: a) Fm. Astaburuaga (32-37 Ma); b) Estratos de Río Nevado (30-26 Ma); c) La gallina-Refugio (24-21 Ma); d) Volcán Jotabeche norte V. C (18-17 Ma); e) Ignimbritas Valle ancho (17-12 Ma); f) Estratos del Negro Francisco (10-6 Ma); g) Complejo volcánico Jotabeche-Lavas Pircas Negras (6-4 Ma). 2) Sección Cuenca de Valle Ancho: a) Fm. Los Aparejos (¿Eoceno tardío?); b) Estratos de Laguna Verde (?-24,9 Ma); c) Complejo volcánico de 23-18 Ma; d) Complejo volcánico de 17-14 Ma; e) Complejo volcánico de 11-9 Ma; f) Complejo volcánico de 8-6 Ma; g) Complejo volcánico de 6-3,5 Ma; h) Complejo volcánico de 3,5-1,1 Ma. 3) Sección Cuenca de Fiambalá: a) Fm. Tambería (a.1: inferior (23,9-16,2 Ma), a.2: medio

(16,2-8,1 Ma) y a.3: superior (8,1-6 Ma)); b) Fm. Guanchín (6-4 Ma); c) Fm. Punaschotter (4-3 Ma); d) Secuencia fluvio-aluvial. 4) Sección Cuenca de Pasto Ventura: a) NS-4 (38,1-28 Ma); b) Complejo volcánico Vicuña-Pampa (12-11 Ma); c) NS-3 (11,7-10,4 Ma); d) NS-2 (10,4-7,9 Ma); e) NS-1 (7,8-? Ma); f) Complejo volcánico cuaternario-basáltico. (0,7-0,4 Ma) 5) Sección Sierras Pampeanas Noroccidentales-Cuenca de Hualfín: a) Fm. Hualfín (15-11 Ma); b) Fm. Las Arcas (?); c) Fm. Chiquimil (9-7 Ma); d) Fm. Andalhualá (7-3,6 Ma); e) Fm. Corral Quemado, f) Fm. Punaschotter. 6) Sección Sierras Pampeanas Noroccidentales-Cuenca Arenal-El Cajón: a) Fm. Peñas Azules (11-? Ma); b) Fm. Playa del Zorro (5,7 Ma), c) Fm. Totoral. Datos geocronológicos recopilados de Caelles et al., 1971; Reynolds, 1987 (datos paleomagnéticos); Strecker, 1987; Strecker et al., 1989; Bossi et al., 1997; Latorre et al., 1997; 10) Sasso et al., 1997; Carrapa et al., 2008; Kay y Mpodozis, 2009; Da Poian et al, 2015; Safipour et al., 2015; Schoenbohm et al., 2015; Pingel et al., 2016; Zhou et al., 2013; 2015; 2016 y 2017; Bonini et al., 2017; Mpodozis et al., 2009 y 2018; Deri et al., 2019; Moorhouse, 2019 y este estudio. BSM: basamento pre-eoceno, Eo: Eoceno, Ol: Oligoceno, P: Plioceno, Pl: Plioceno, H: Holoceno.



Capítulo II

**Análisis cinemático de la deformación
Edades Uranio-Plomo (U-Pb)
Análisis de la anisotropía de susceptibilidad magnética
(AMS)**

1. Introducción

Para la reconstrucción espacial y temporal del campo de esfuerzos es importante primero definir los rasgos espaciales y cinemáticos de las estructuras regionales y locales, y responder interrogantes sobre la temporalidad de la deformación. Esta temporalidad es tratada a partir de cuatro edades con el método U-Pb, tres obtenidas en el área de Valle Ancho y una en rocas expuestas en el valle de Chaschuil, Famatina. Por un lado, las muestras obtenidas en Valle Ancho corresponden a sucesiones volcánicas de tobas y epiclásticas que cubren secuencias deformadas. La muestra en el sector de Chaschuil es obtenida en fragmentos de juveniles densos pertenecientes a niveles volcánicos expuestos a lo largo de una franja de rocas que hasta ahora no posee edades de formación. Estas edades ayudan a responder una serie de interrogantes sobre la edad de la deformación documentada en dichos sectores que hasta antes del desarrollo de este estudio no habían sido respondidas. El material suplementario A.II.1 muestra los resultados analíticos obtenidos.

La caracterización de los grandes sistemas estructurales expuestos en el área se realizó en los cuatro dominios morfoestructurales definidos para los Andes a esta latitud: La Franja de Maricunga y Valle Ancho en la Cordillera Frontal, Famatina Norte, Cuenca de Fiambalá, el extremo sur del plateau de la Puna y las Sierras Pampeanas noroccidentales. En estos sectores se estudiaron las distribuciones espaciales tanto de fallas regionales como mesoscópicas, el rumbo, la vergencia y las relaciones de corte con las rocas que afectan. Los pliegues se estudiaron para poder determinar su extensión espacial, vergencia, longitud de onda y la edad de formación. El modelamiento cinemático de una sección balanceada regional ayuda a determinar una posible configuración en profundidad de las estructuras de primer orden involucradas en el alzamiento ocurrido en la zona.

Cuando no es posible identificar y medir datos de fallas, el AMS resulta ser una herramienta que ayuda a inferir patrones deformacionales, direcciones de contracción y marcadores de deformación interna (*strain*) impresos en la fábrica magnética de rocas sedimentarias sinorogénicas. El análisis de la AMS es una poderosa herramienta petrofísica que puede ser utilizada como indicador de paleo-deformación en rocas sedimentarias (ej., Graham, 1966; Parés et al., 1999; Robion et al., 2007; Parés et al., 2015). Como sugieren algunos estudios estructurales (ej. Robion et al., 2007; Weil y Yonkee, 2009; Poblete et al., 2014; Weil et al., 2014; Dudzisz et al., 2016), el AMS muestra la distribución espacial de la fábrica magnética en las rocas sedimentarias, y puede utilizarse para obtener direcciones de contracción como proxy para caracterizar el grado de deformación en rocas y sedimentos bajo

regímenes tectónicos activos, en algunos casos, durante una etapa de deformación inicial o temprana (ej., Uyeda et al., 1963; Borradaile y Tarling, 1981; Hrouda, 1982; Rochette et al., 1992; Borradaile y Henry, 1997; Parés et al. 1999; Borradaile, 2001; Soto et al., 2009; 2016). Los resultados de AMS se resumen en las Tabla 1, 2 y 3 muestran los resultados analíticos para cada sitio y el material suplementario A.II.2 muestra los resultados para cada espécimen antes y después de la corrección por manteo.

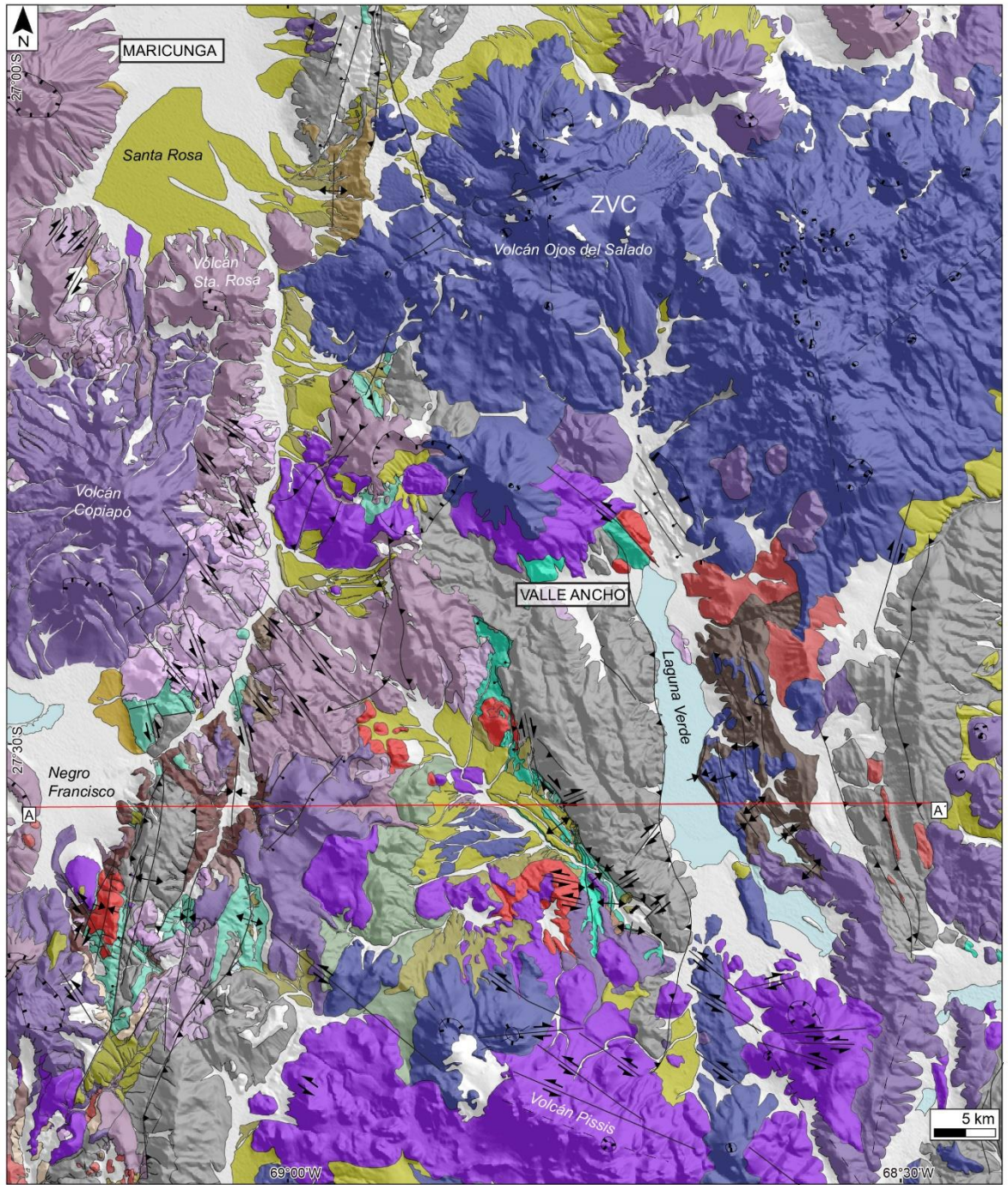
Finalmente, los resultados mostrados en este capítulo fueron publicados en Quiroga et al. (2021) y en presentaciones de congresos (Quiroga et al., 2022a, 2022b)

2. Resultados

2.1 Rasgos estructurales principales

2.2.1 Franja de Maricunga y Valle Ancho

La Franja de Maricunga y de Valle Ancho son áreas en donde las rocas expuestas están afectadas por grandes fallas inversas y pliegues de orientación N-S y NO, y fallas de rumbo orientadas al NO-SE (Fig. 15). El sistema de fallas inversas y pliegues con dirección N-S está particularmente bien expuestos en la Franja de Maricunga, donde alcanzan ~20 km de longitud; los anticlinales son asimétricos, vergentes al este, con longitud de onda kilométrica, y afectando a secuencias de rocas del basamento del Paleozoico superior hasta las rocas sedimentarias y volcánicas del Mioceno temprano (Fig.16A-C y Fig. 17A y B). Estas rocas están cubiertas por sucesiones volcánicas del Mioceno medio, como las ignimbritas de Valle Ancho (7-11 Ma, Mpodozis et al., 2018) que, junto a los depósitos y centros volcánicos del Mioceno a Pleistoceno, están afectados por fallas transcurrentes de alto ángulo, con dirección NO-SE que se extienden por más de 120 km (Fig. 15). Dichas estructuras se pueden reconocer, entonces, desde el área de la Franja de Maricunga, hasta el este en Famatina Norte, donde son interrumpidas por fallas inversas oblicuas, de orientación N-S. Especialmente en el área de Valle Ancho, las fallas de rumbo desplazan a las fallas inversas de orientación NO-SE y a los pliegues por propagación de falla vergentes hacia el SO (Fig. 17B). Estas fallas ya fueron identificadas y caracterizadas por Mpodozis et al. (2012) en el área que involucra la Laguna del Negro Francisco y el Salar de Sta. Rosa, correspondientes a los límites NO y SE de este estudio (Fig. 15).



Rocas sed. y volc. Oligoceno-Mioceno inf.	Rocas volc. Mioceno sup.	Cuaternario	Cráter volcánico	Falla normal
Eoceno	Rocas volc. Mioceno med.	Plioceno	Centros volcánicos alineados	Anticlinal volcado
Basamento	Rocas volc. Mioceno inf.	Plioceno-Pleistoceno	Falla inversa	Anticlinal
		Rocas volc. Mioceno-Plioceno	Falla transcurrente	Sinclinal

Figura 15. Mapa geológico de la vertiente occidental del límite de la Puna, correspondientes a la Franja de Maricunga y Valle Ancho.

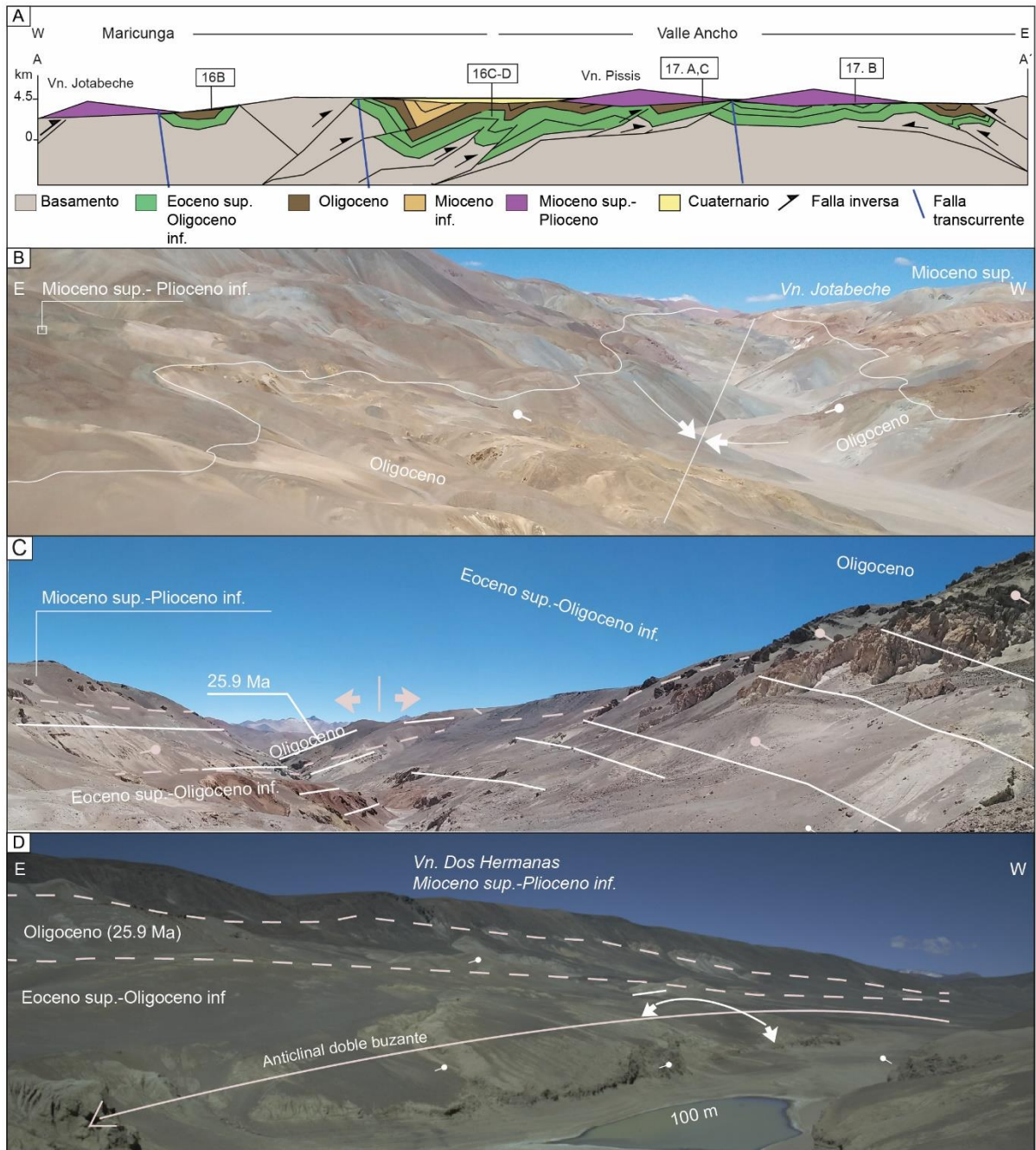


Figura 16. A) Sección geológica esquemática de las zonas de Maricunga y Valle Ancho, mostrando las ubicaciones de las imágenes de la Fig. 16 y Fig. 17 (Ubicación de la sección AA' en la Fig. 15). B) Rocas del Oligoceno deformadas contraccionalmente, datadas en 25 Ma (Mpodozis et al., 2018). C) y D) Rocas del Eoceno deformadas.

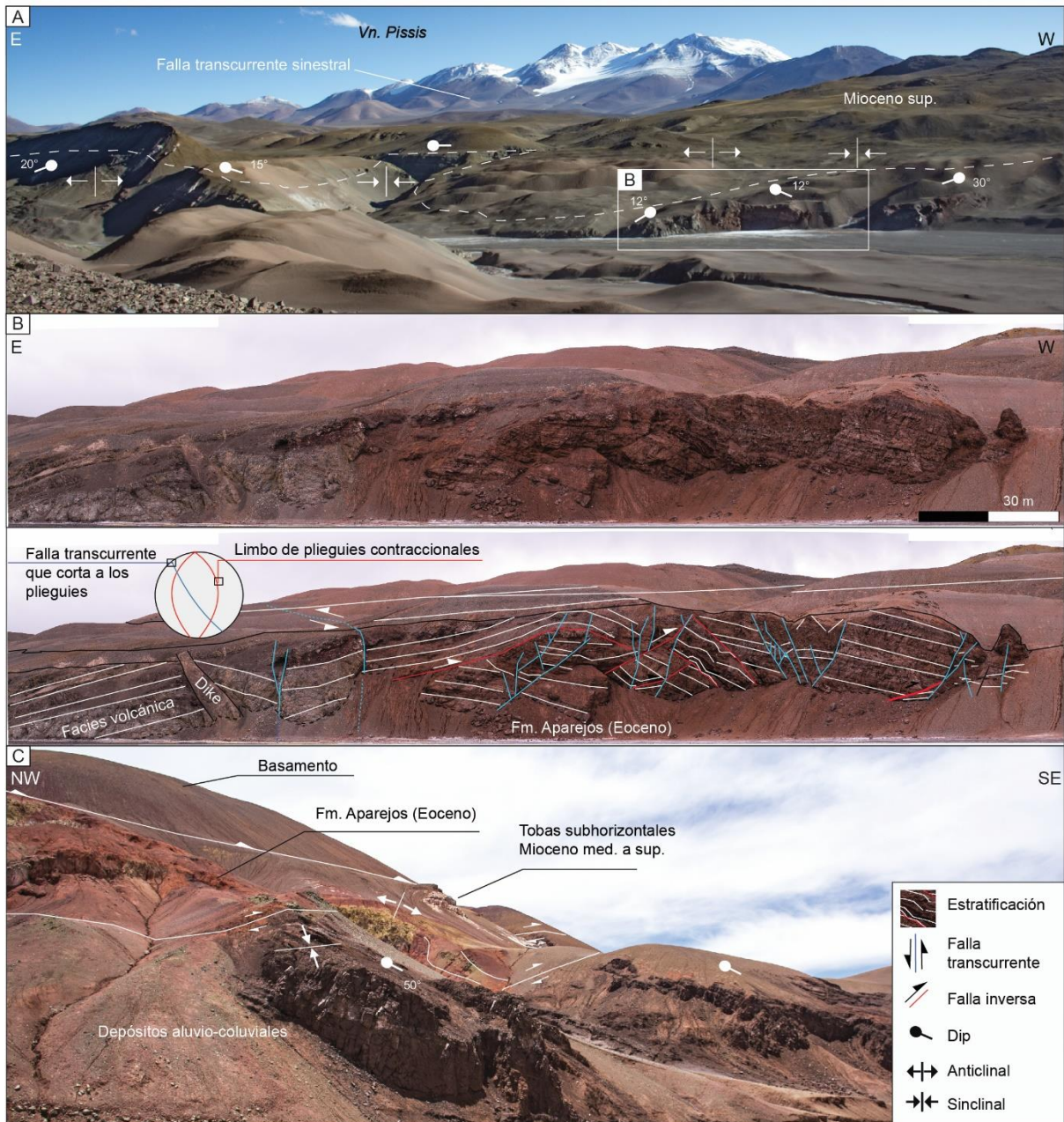


Figura 17. Evidencias de deformación contraccional y transcurrente en el área de Valle Ancho. A) Vista panorámica del Valle Ancho. El volcán Pissis, los flujos de lava y las secuencias piroclásticas del Mioceno tardío-Plioceno cubren discordantemente a las rocas del Eoceno de la Fm. Los Aparejos. Las rocas del Mioceno tardío sólo están afectadas por fallas transcurrentes. B) Pliegues y fallas inversas afectadas por fallas transcurrentes de alto ángulo en rocas de la Fm. Los Aparejos. C) Falla inversa de rumbo NNO-SSE que levanta la Sierra Colorada (Paleozoico) sobre las secuencias de la Fm. Los Aparejos expuestas en la zona.

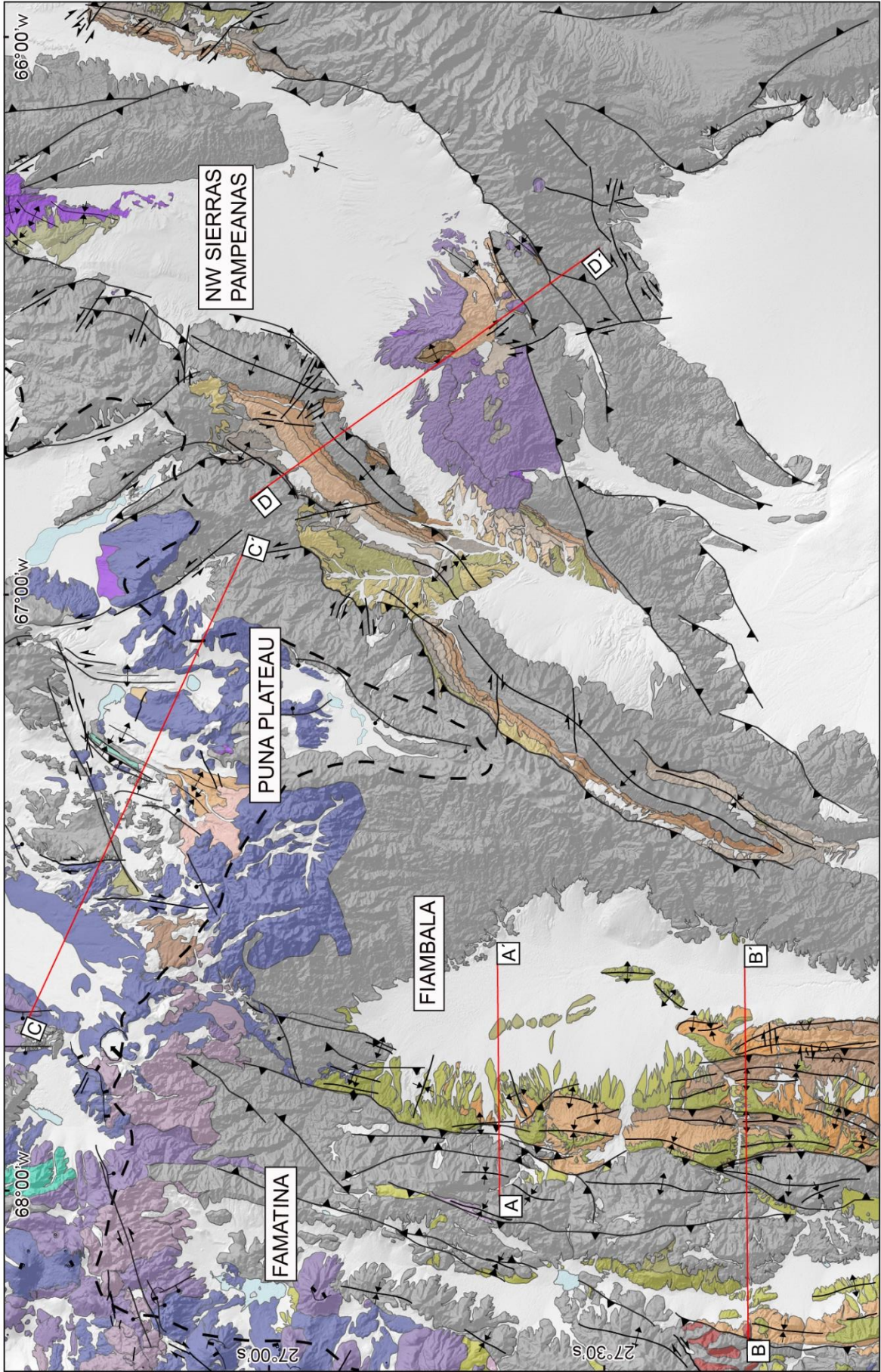
2.2.2 Norte de Famatina y Cuenca de Fiambalá

En Famatina, las fallas en rocas de basamento paleozoico son de rumbo N-S y sobreyacen a secuencias neógenas altamente deformadas, y forman una faja plegada híbrida de

pliegues y cabalgamientos con una dirección de transporte tectónico hacia el este, hacia la parte interior de la cuenca de Fiambalá conectada a través del sistema de fallas Sierra de Narvárez-Las Planchadas (Falla SNLP, Fig. 18, 19 y 20C). Este sistema estructural se extiende por más de 150 km desde el límite de la Puna hacia el sur ($26^{\circ}54'$ - $28^{\circ}00'S$), y está formado por fallas mayormente inversas, doblemente vergentes, y de orientación N-S a NNE-SSO en su extremo norte. Estas estructuras se ven afectadas por fallas inversas y de rumbo con dirección NO-SE y NE en la zona norte, en la transición hacia a la Puna (Fig. 18).

La deformación en las secuencias neógenas de la cuenca de Fiambalá muestra importantes diferencias de estilo y grado de acortamiento, especialmente entre las zonas norte y central (Fig. 18) y zona sur. En la zona norte, la Formación Guanchín está afectada por un anticlinal vergente al oeste y de rumbo N-S que se extiende por más de 20 km (Fig. 19A-C). Un sistema de anticlinales y fallas inversas presenta un eje de rumbo ENE-OSO, que bascula ligeramente hacia el SO, y afecta a los pliegues de orientación N-S. En el área central y sur de la cuenca, un sistema de pliegues y cabalgamientos vergentes al este son el principal rasgo estructural, desarrollando una faja plegada y corrida de piel fina, controlada por 2 fallas principales expuestas en superficie: la falla Fiambalá Oeste y la falla Fiambalá Este (WFF y OFF, Fig. 20B y C). En la zona occidental de la cuenca, los pliegues presentan ejes de orientación N-S a NE, mientras que en el sector oriental presentan ejes de orientación N-S a NO. Los pliegues son asimétricos, vergentes al este, y afectan a rocas de las Formaciones Tambería y Guanchín. En general, los limbos orientales están volcados e inclinan entre $30-40^{\circ}$ hacia el oeste sugiriendo una vergencia hacia el este. Sus longitudes de onda varían de 50 m a 2,5 km y van disminuyendo a medida que afloran hacia el este.

Figura 18 (Siguiendo página). Mapa geológico de las áreas del norte de Famatina, la cuenca de Fiambalá, borde suroriental del plateau de la Puna, correspondiente a la cuenca de Pasto Ventura, y las Sierras Pampeanas Noroccidentales.



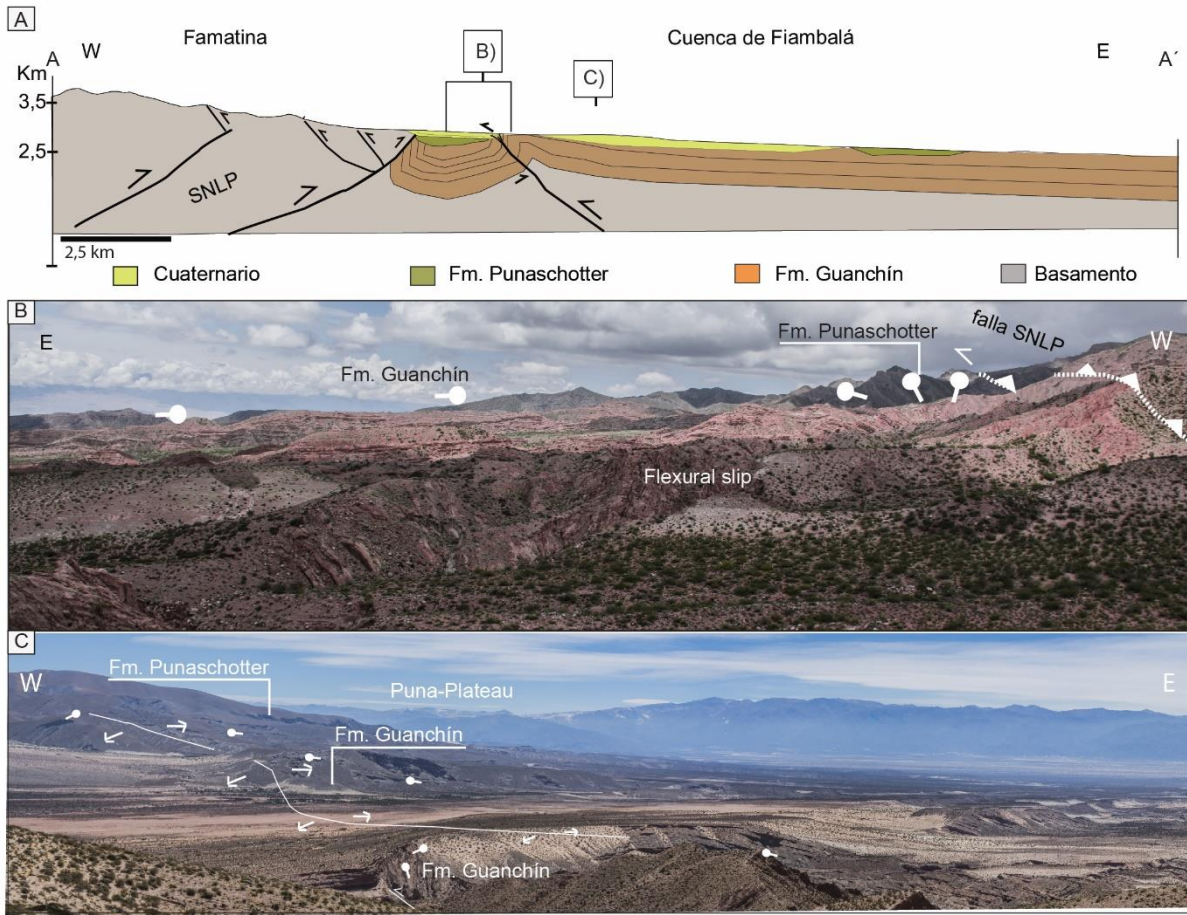
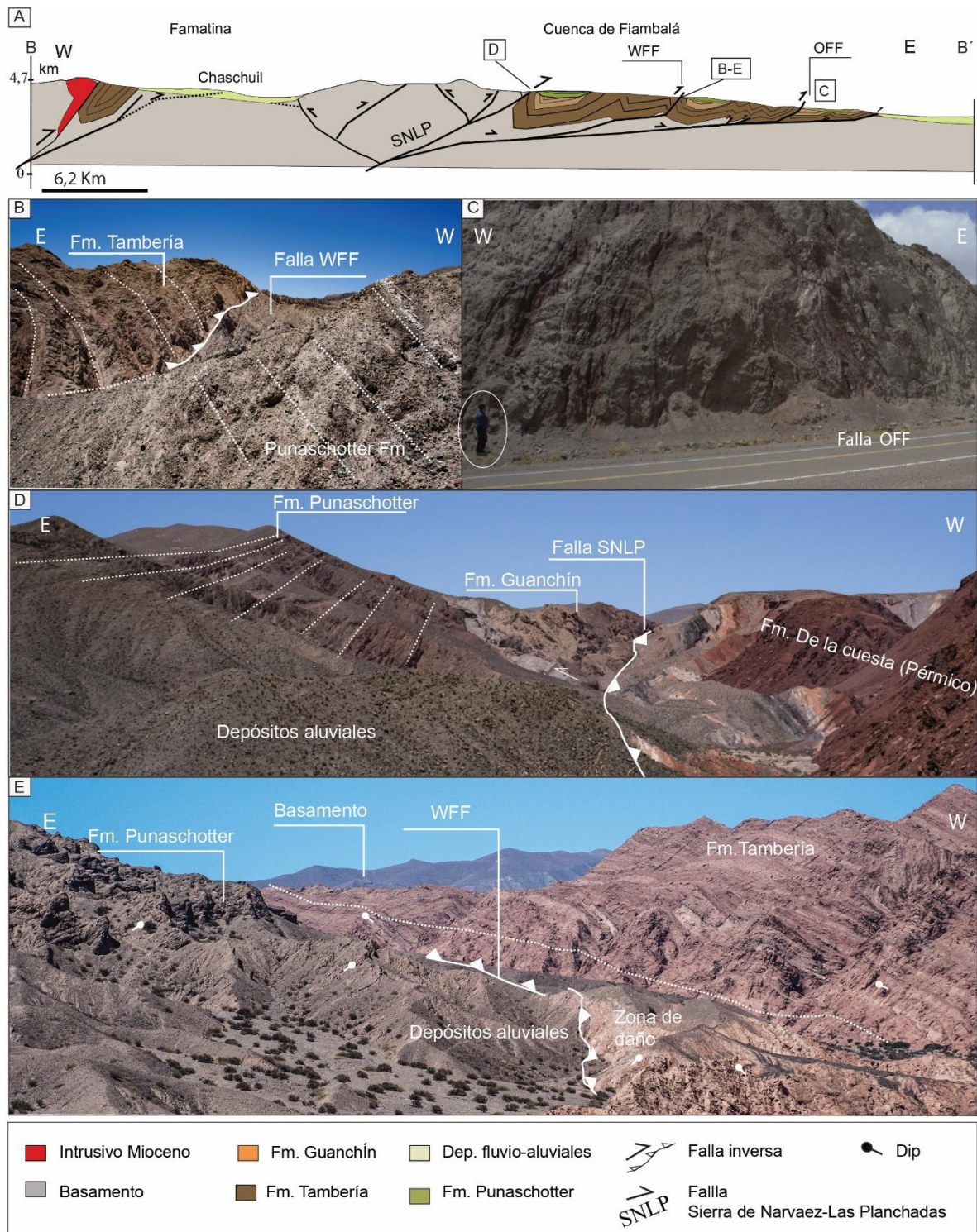


Figura 19. A) Perfil geológico esquemático AA' del área norte de la cuenca de Fiambalá, mostrando las principales estructuras. Ubicación de la sección AA' en la Fig. 18. B) Anticlinal volcado vergente hacia el oeste desarrollado en las secuencias de la Formación Guanchín en el segmento norte de la cuenca de Fiambalá. C) Proyección norte del eje del anticlinal desarrollado en el área.



2.2.3 El extremo sur del Plateau Andino: La cuenca de Pasto Ventura

En la cuenca de Pasto Ventura, situada en el extremo sur de la Puna (Fig. 21), rocas metamórficas del basamento neoproterozoico-paleozoico inferior y del Ordovícico, y secuencias continentales del Eoceno están afectadas por pliegues y fallas inversas con dirección N-S a NE-SO, las cuales se montan, a través de cabalgamientos bivergentes, sobre sucesiones fluviales-aluviales y eólicas del Mioceno al Plioceno (Zhou et al., 2016) (Fig. 21 y Fig.22A, B y F). En estas rocas, un sistema de anticlinales de rumbo N-S y NE-SO de limbos suaves a apretados son observados en el sector (Figs. 22 A y B). Toda esta deformación de carácter contraccional está siendo afectada por fallas transcurrente orientadas al NO-SE, de predominante cinemática dextral, y escasas fallas orientadas al NE-SO con cinemática sinistral (Fig. 22C y D). En estas estructuras, los rechazos son de escala métrica, y solo las de mayor extensión, cercana a los 40 km presentan mayores rechazos, evidenciadas por desplazamientos en conos volcánicos monogenéticos de composición andesítico basáltico, cuyos productos efusivos preservan estructuras primarias que ayudan a reconocer los desplazamientos provocados por estas estructuras (Zhou et al., 2013).

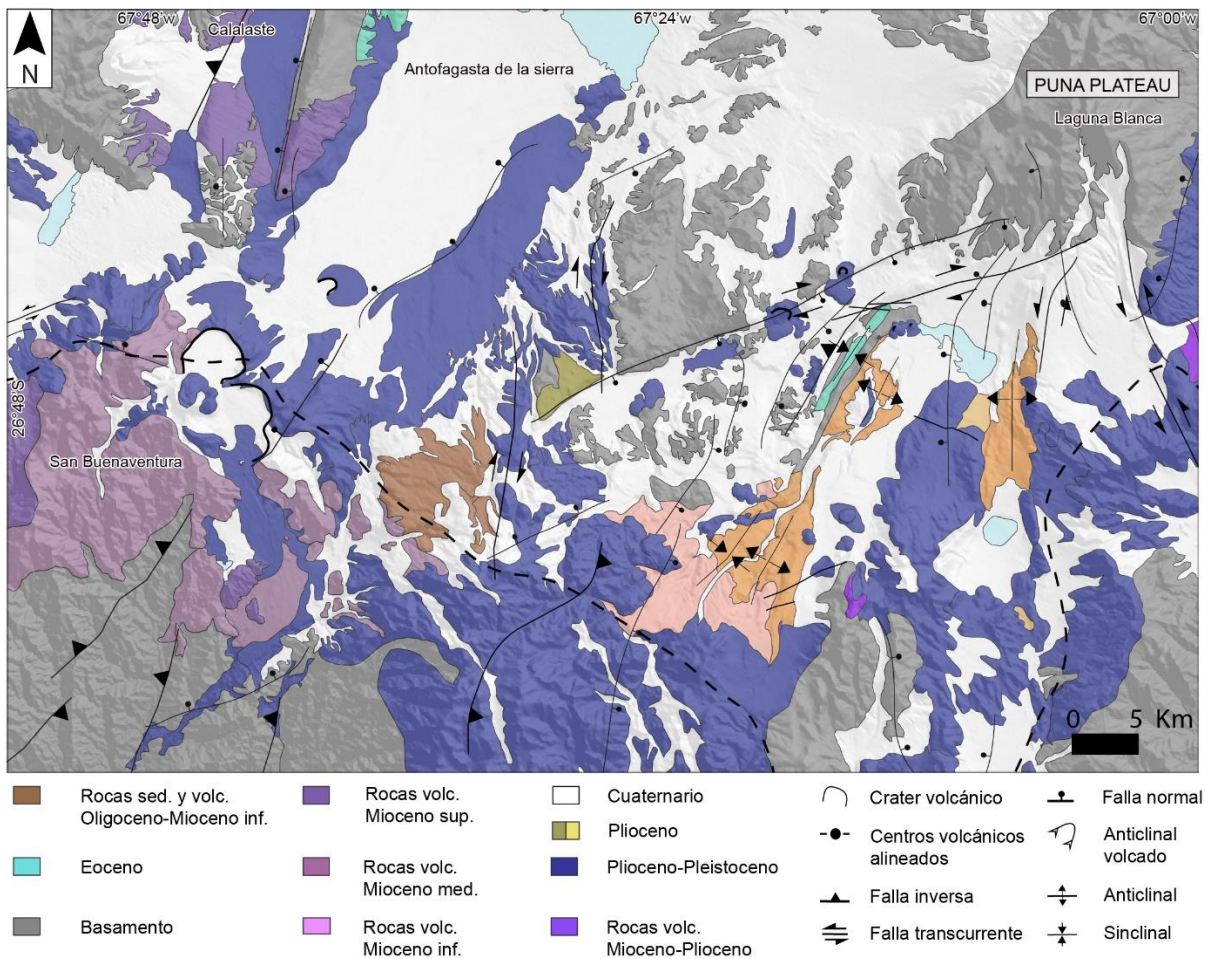


Figura 21. Mapa geológico de las áreas del borde sur del plateau ubicadas dentro de este estudio, correspondiente a la cuenca de Pasto Ventura.

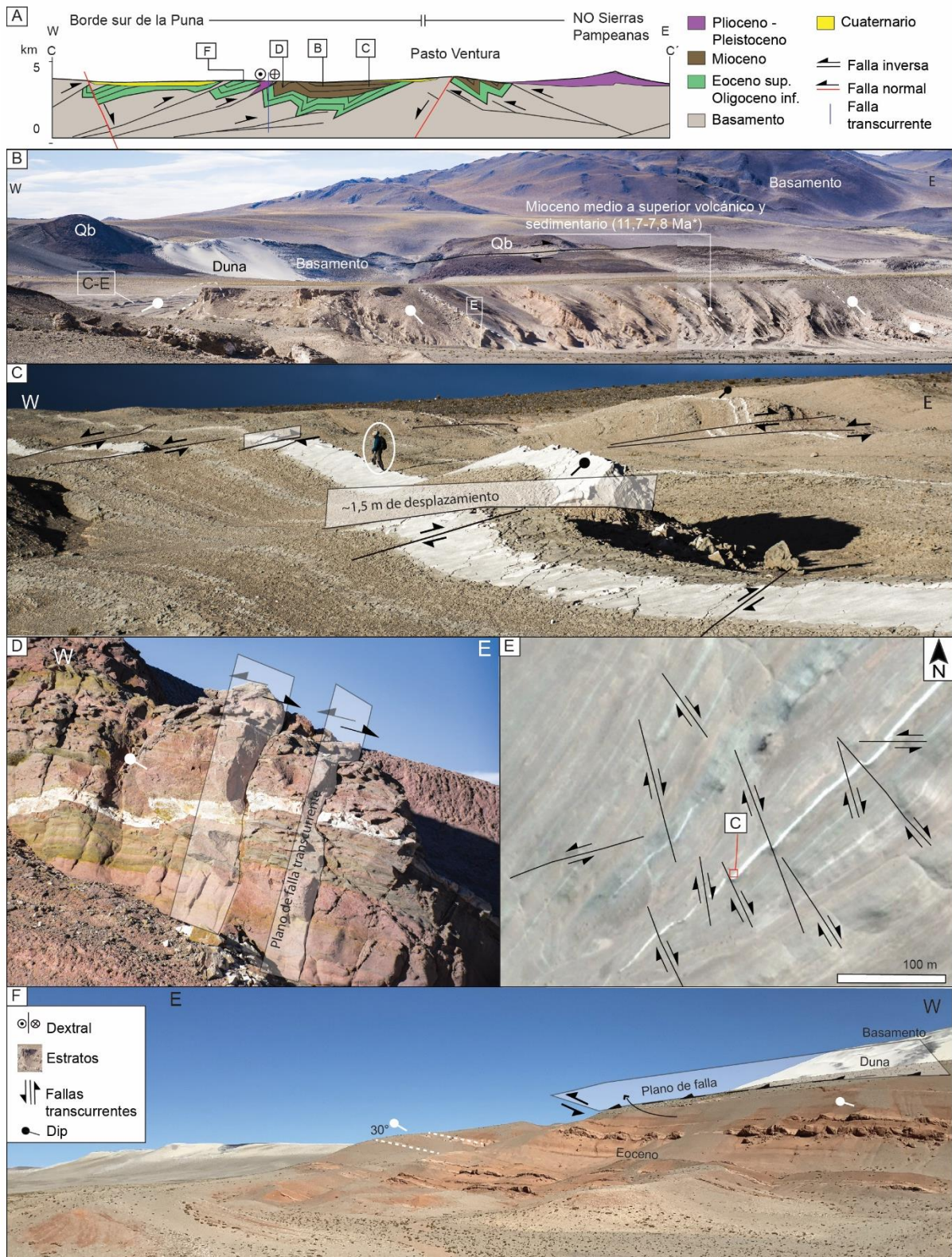


Figura 22. A) Perfil Geológico CC' esquemático del límite sureste de la Puna, mostrando las estructuras principales en el área de Pasto Ventura y las localizaciones de las capturas B-F (Ubicación del perfil CC' en Fig. 18). B) Secuencias del Mioceno medio a superior expuestas en la cuenca de Pasto Ventura (edad de Zhou et al., 2016). C), D) y E) muestran fallas transcurrentes en

múltiples sectores que cortan las fallas inversas y anticlinales observados en rocas eocenas y miocenas expuestas en el área. F) Falla inversa vergente al este que levanta rocas paleozoicas sobre secuencias del Eoceno.

2.2.4 Sierras Pampeanas

El rasgo estructural más importante en este dominio es una serie de anticlinales con núcleo de basamento de orientación NE-SO, bordeados por secuencias neógenas suavemente plegadas y falladas (Fig. 18). La zona occidental de este dominio está limitada por rocas del basamento cabalgadas sobre rocas de las Formaciones Corral Quemado y Andalhualá a través del sistema de fallas inversas Culampajá-Papachacra, de orientación NE-SO (C-P, Fig. 23A y B). Entre estos bloques de basamento, la deformación que afecta a estas secuencias neógenas corresponde a pliegues asimétricos, con una longitud de onda de 3-6 km. En estas zonas de deformación, las rocas de las Formaciones Hualfín y Andalhualá presentan en su estratificación geometrías de estratos de crecimiento, expuestos sobre los limbos frontales de estas estructuras (Fig. 23C y D). Una discordancia entre rocas de las Formación Andalhualá y la Formación Corral Quemado fue observada en el área que limita con el borde de la Puna.

En el sector noreste de este dominio, en la cuenca El Cajón-El Arenal, las rocas de las Formaciones Playa del Zorro, Peñas Azules, Corral-Quemado y Totoral están afectadas por pliegues de rumbo N-S que cambian hacia el norte a un rumbo E-O. Hacia el sur, en el área de Capillitas, en el tramo más oriental del complejo volcánico e intrusivo de Farallón Negro (Fig. 18), las rocas de las Formaciones Hualfín y Chiquimil desarrollan un sinclinal volcado con eje de E-O, delimitado por el sur por la falla de Capillitas de orientación E-O a NE-SO. Finalmente, en el límite oriental de las Sierras Pampeanas, las estructuras expuestas en la cuenca de Santa María están formadas por anticlinales de rumbo NNE vergentes al NO y al O, y que son afectadas por fallas de rumbo sinestrales de orientación NO-SE (Fig. 18). Los pliegues afectan a todas las unidades neógenas acumuladas en este depocentro, y a su vez están afectadas por las fallas transcurrentes observadas en el sector.

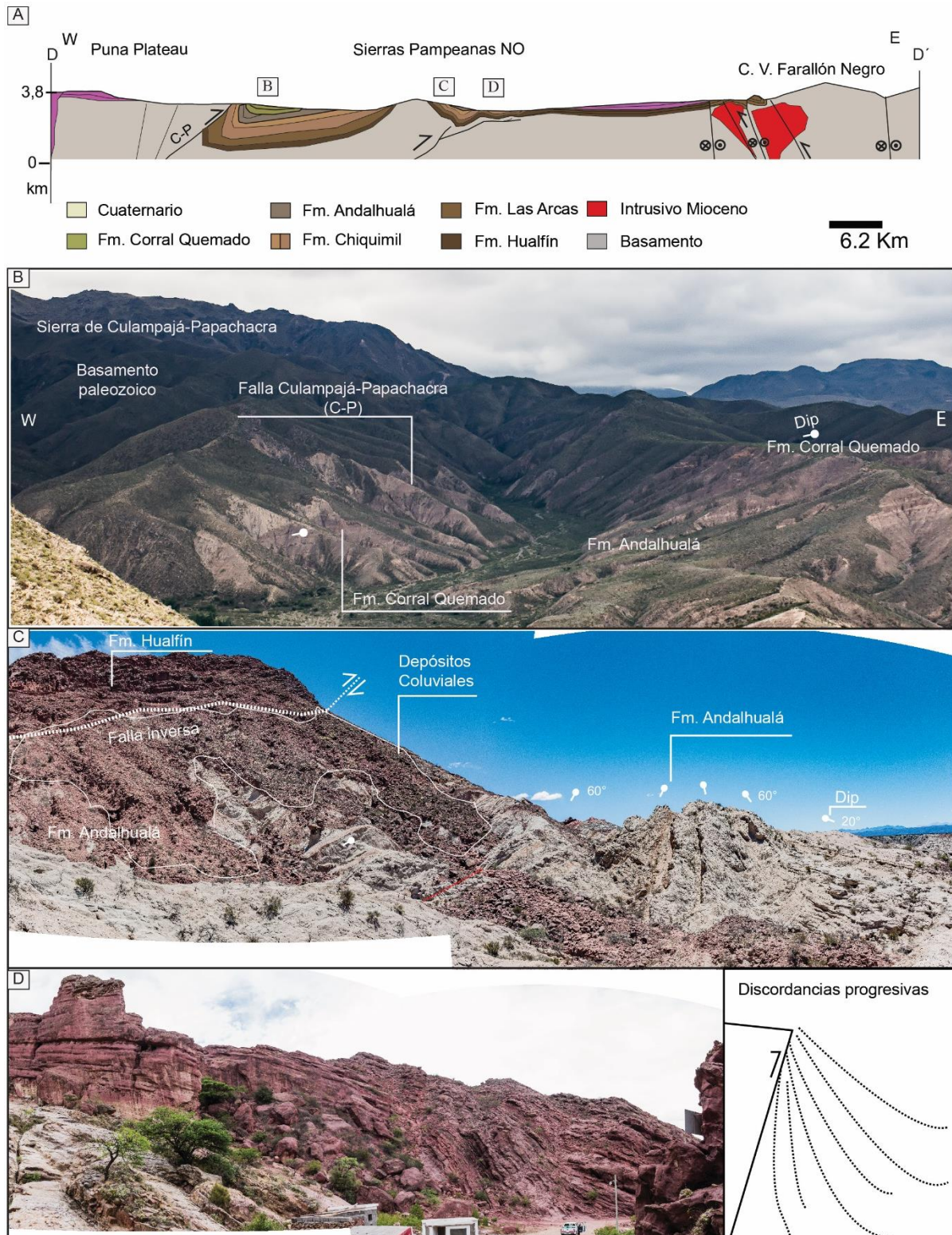


Figura 23. A) Perfil geológico esquemático que muestra las principales estructuras expuestas en las Sierras Pampeanas Noroccidentales. La ubicación de este perfil se muestra en la Fig. 18 (DD´) B) Bloque de basamento cristalino que cabalga sobre las secuencias de la Formación Punaschotter, en el límite occidental de las Sierras Pampeanas-Puna plateau. C) Rocas de las Formaciones Hualfín y Las Arcas montadas sobre las secuencias de la Formación Andalhualá, la que presenta geometría de estratos de crecimiento. D) Estratos de crecimiento en las secuencias de la Formación Hualfín

expuestas en el limbo oriental del anticlinal de la Sierra de Hualfín, en la zona de la Sierra de Hualfín.

2.2 Geocronología

Estudios realizados en la zona de Valle Ancho documentan la existencia de un evento deformacional que afecta a las rocas de la Formación Los Aparejos asignadas al Eoceno e intruídas por diques de 24,9 Ma (Gardeweg et al., 1997), caracterizada por fallas inversas y pliegues de rumbo NO-SE y N-S. Este episodio de deformación habría ocurrida durante un régimen de transcurrencia desde tiempos eocenos (Mpodosis et al., 1997). Luego de las observaciones estructurales de campo (sección 2.1), la deformación de carácter contraccional identificada principalmente en rocas de la Formación Los Aparejos representa un evento que antecede a la transcurrencia previamente documentada, la cual es observada exclusivamente en rocas que cubren a las secuencias de la Formación Los Aparejos, pero cuya edad de inicio es poco precisa. Los nuevos datos geocronológicos obtenidos en rocas volcánicas que cubren a las rocas de la Formación Los Aparejos permiten determinar con mayor precisión la edad de esta deformación (Unidad e, Sección 2, Fig. 14).

De esta manera una muestra obtenida de secuencias de toba vítrea ricas en pómez riodacíticas rellenan el relieve moderno, dispuestas horizontalmente, sin presentar evidencias de deformación contraccional (T447, Fig. 24 y Fig. 26A y B). El resultado del análisis en circones muestra una edad de cristalización de $6,47 \pm 0,13$ Ma (Fig. 24B). Por otro lado, dos muestras (T452 y T453, Fig. 24 y Fig. 26A y C) fueron tomadas en la base de una secuencia de areniscas epiclásticas y tobas pumíceas, en contacto discordante sobre rocas deformadas de la Formación Los Aparejos. Ambas secuencias muestreadas se disponen subhorizontales sin presentar estructuras contraccionales. En la muestra T453, se determinó la edad cristalización de $9,32 \pm 0,48$ Ma (Fig. 24C), y en la muestra T452 se determinó una edad de cristalización de $13,70 \pm 0,69$ Ma (Fig. 24D).

Por otro lado, en el sector del valle de Chaschuil (Fig. 25), una muestra obtenida de un juvenil denso dacítico de un nivel de tobas brechosas (Fig. 26D) permitió obtener una edad de $13,8 \pm 0,6$ Ma (Fig. 25 B). De acuerdo a la asignación de estas rocas a la Formación Tambería por Rubiolo et al., (2009), esta edad corrobora su correcta asignación estratigráfica.

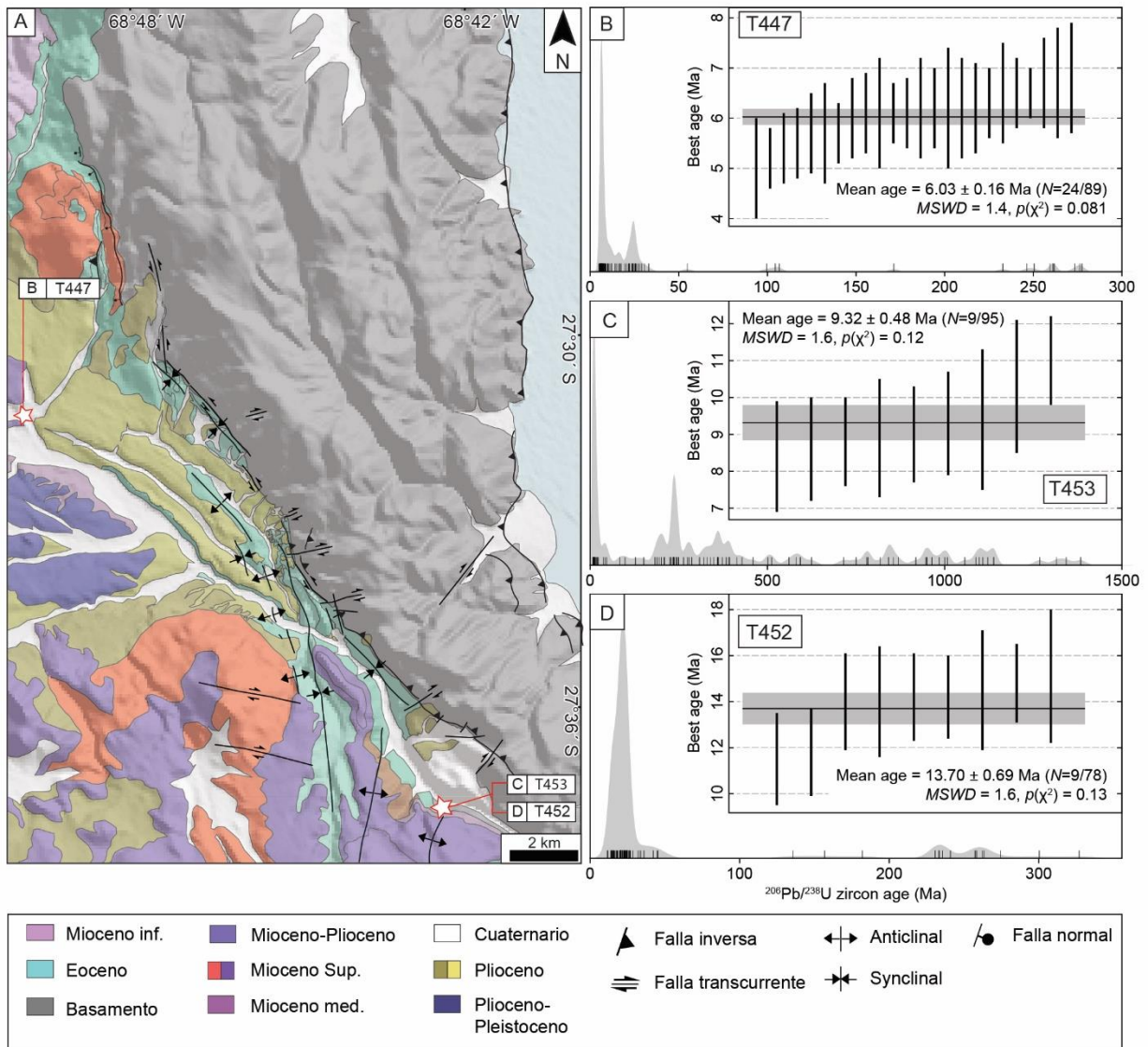


Figura 24. A) Geología de la zona de Valle Ancho y localización de las muestras U-Pb. B), C) y D): Histograma de frecuencias y gráficos de probabilidad relativa de las edades obtenidas de los circones cristalizados en las muestras T447, T452 y T453.

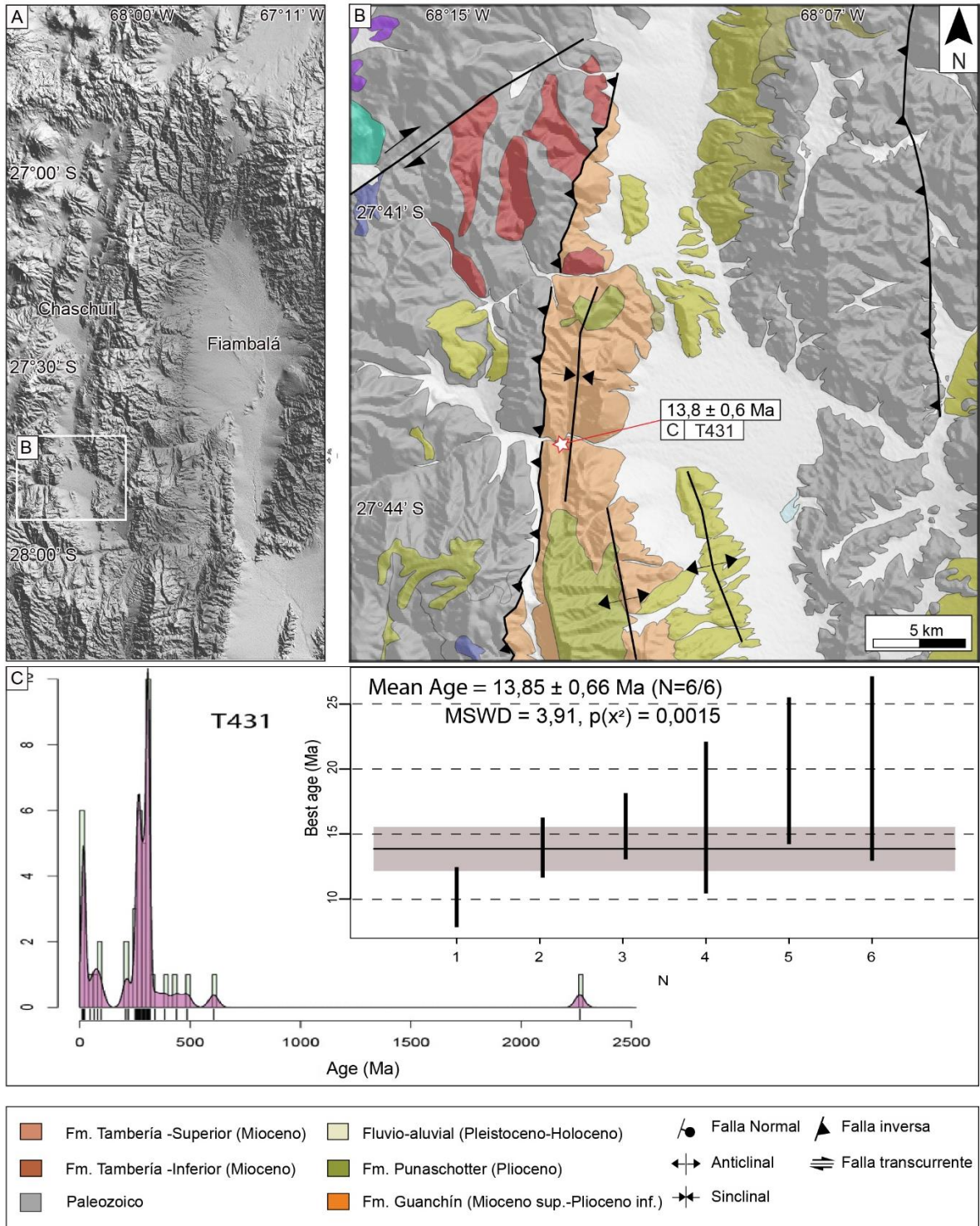


Figura 25. A) Geología de la zona del valle de Chaschuil. B) Histograma de frecuencia y de probabilidad relativa de la edad U-Pb (LA-MC-ICP-MS) obtenidas de los circones de la muestra T431

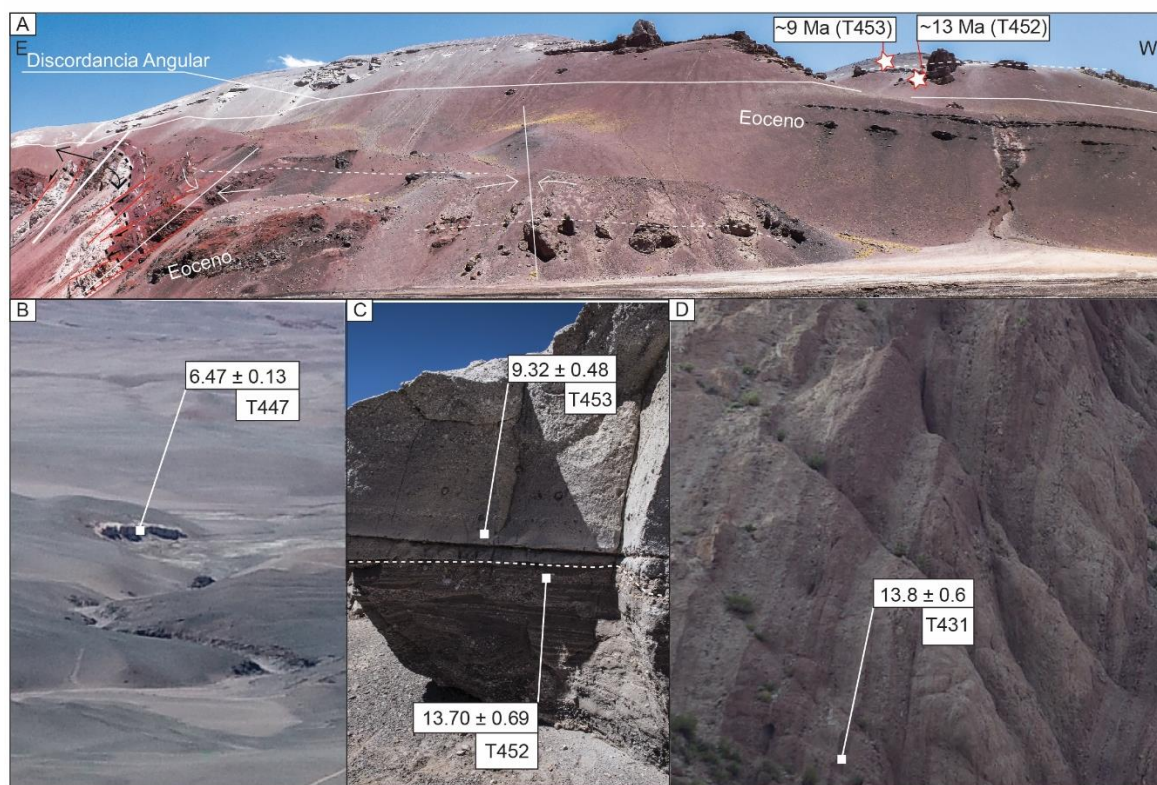


Figura 26. A) Rocas deformadas de la Fm. Los Aparejos cubiertas por secuencias volcánicas y epiclásticas datadas en este trabajo (T452 y T453). B) y C) Ubicación de los afloramientos muestreados en Valle Ancho. D) Ubicación de los afloramientos muestreados en Chaschuil.

2.3 Modelamiento cinemático de la transecta Puna suroriental-Sierras Pampeanas (26°30').

El modelamiento de la sección balanceada regional describe la evolución de la deformación a través del movimiento de fallas y el consecuente alzamiento de bloques de basamento y desarrollo de pliegues, dividiendo la historia deformacional en cinco períodos, entre el Oligoceno tardío y el presente, de acuerdo con los eventos de deformación sintetizados en el capítulo de Antecedentes geológicos. Se modeló la deformación testeando el deslizamiento y la geometría de las principales fallas enraizadas en los primeros ~20 km de los niveles frágiles de la corteza superior, a partir de los modelos corticales propuestos por Giambiagi et al. (2022) para estas latitudes. Estas estructuras corresponden a fallas mayores inclinadas hacia oeste ubicadas por debajo de la Puna (F1 y F2,) y fallas inclinando al oeste y al este por debajo de las Sierras Pampeanas noroccidentales (F3 y F4). En el modelado realizado, un despegue plano y subhorizontal conecta los principales sistemas de fallas en profundidad y controla el transporte tectónico horizontal de los bloques de corteza delimitados

por estas estructuras. A partir de este nivel, los sistemas de fallas principales se enraízan y generan el levantamiento y exhumación de las principales sierras de la Puna sur, y de las Sierras Pampeanas. La cronología de estos episodios de deformación se estima o se infiere a partir de los estudios termocronológicos y sedimentológicos resumidos en el Capítulo I.7 (Antecedentes Geológicos). Aunque esta zona de despegue es profunda, la inferencia de la existencia de tal horizonte está apoyada también por las profundidades de mecanismos focales de terremotos en esta zona y más al norte en la transición entre la Cordillera Oriental, las Sierras Pampeanas y el Sistema de Santa Bárbara (Cristallini et al., 2004; Zeckra, 2020).

La etapa pre-oligocena (T0, 45-38 Ma) se modela con un frente deformacional ubicado en el borde occidental de la Puna y una zona de subsidencia flexural eocena ubicada al este, desarrollada durante el período contraccional eoceno tardío. Al comienzo de T1 (T1i, 23-15 Ma), fallas inversas de alto ángulo son modeladas y son las responsables del alzamiento de los bloques paleozoicos documentados para este tiempo. Estas estructuras (F1) tienen una inclinación hacia el oeste, formadas por una rampa suave arraigada en un despegue situado a ~10 km de profundidad. Al final de este período (T1f), los depósitos acumulados en una cuenca flexural durante el Eoceno se deforman y fragmentan en cuencas intermontanas individuales delimitadas por fallas (F2) inclinadas hacia el oeste y enraizadas en el despegue más profundo propuesto en la etapa inicial del modelado. Un anticlinal con núcleo de basamento es modelado para recrear la estructura principal expuesta en la Sierra de Calalaste (Kraemer et al., 1999; ; Montero López et al., 2010; Zhou et al., 2017; McMillan et al., 2022).

Durante la etapa T2 (15-10 Ma), el sistema de fallas F2 sigue activo y las fallas inversas afectan a las sucesiones del Mioceno que se acumularon en las cuencas intermontanas. La principal actividad de las fallas se localiza en el límite Puna plateau-Sierras Pampeanas noroccidentales. Este sistema de fallas separa las dos provincias tectónicas mediante el modelado de fallas inversas de vergencias opuestas. Al final de esta etapa, la cuenca de antepaís flexural inmediatamente al este del límite entre ambas provincias, comenzó a ser deformada y fragmentada.

Durante la etapa T3 (10-7 Ma), el alzamiento y la deformación están controlados por el sistema de fallas inversas F3 desarrollada en las Sierras Pampeanas. El sistema F3 está enraizado en el despegue profundo subhorizontal y sus fallas en superficie han sido modeladas como fallas inversas inclinadas hacia el oeste y controlan el desarrollo de los pliegues por propagación de fallas, con núcleo de basamento expuesto y reconocidos en el sector, como el que se observa en la sierra de Hualfín (HF). En el sector donde actualmente existe la Puna, la deformación se concentró en las cuencas intermontanas del Mioceno, expresada por fallas los

pliegues de menor longitud de onda y de menor rechazo, respecto a las estructuras de las etapas anteriores. Como resultado del movimiento a lo largo de F3, la subsidencia continuó siendo activa en el límite sur de la Puna. Durante la siguiente etapa de deformación T4 (7-5 Ma), el frente de deformación se expandió hasta el borde oriental de las Sierras Pampeanas. Las fallas más orientales comenzaron a reactivarse y fueron responsables del desarrollo de sistema de fallas y pliegues vergentes al oeste, con rampas inclinando hacia el este y conectadas en profundidad con un despegue inclinado hacia el oeste (F4). Este sistema afectó a las sucesiones del Mioceno superior y su actividad generó un flexuramiento directo al este.

Durante la última etapa T5 (5-0 Ma), el acortamiento horizontal se concentra en las zonas occidental y oriental de las Sierras Pampeanas. Una faja plegada y corrida híbrida continuó desarrollándose a lo largo de fallas enraizadas en un nuevo despegue somero situado bajo las áreas occidentales, mientras que, en el este, los pliegues y fallas vergentes al oeste se modelan como fallas de basamento, imbricadas, de alto ángulo y de buzamiento al este conectadas a una rampa por debajo estas sierras (F4). Como resultado del movimiento de estas fallas, y del alzamiento asociado, se desarrolla una cuenca flexural en el área central del dominio de las Sierras Pampeanas. Finalmente, de acuerdo con el modelamiento realizado, el acortamiento total desde el Eoceno tardío al presente, en la transición Puna plateau-Sierras Pampeanas, es de 137 km.

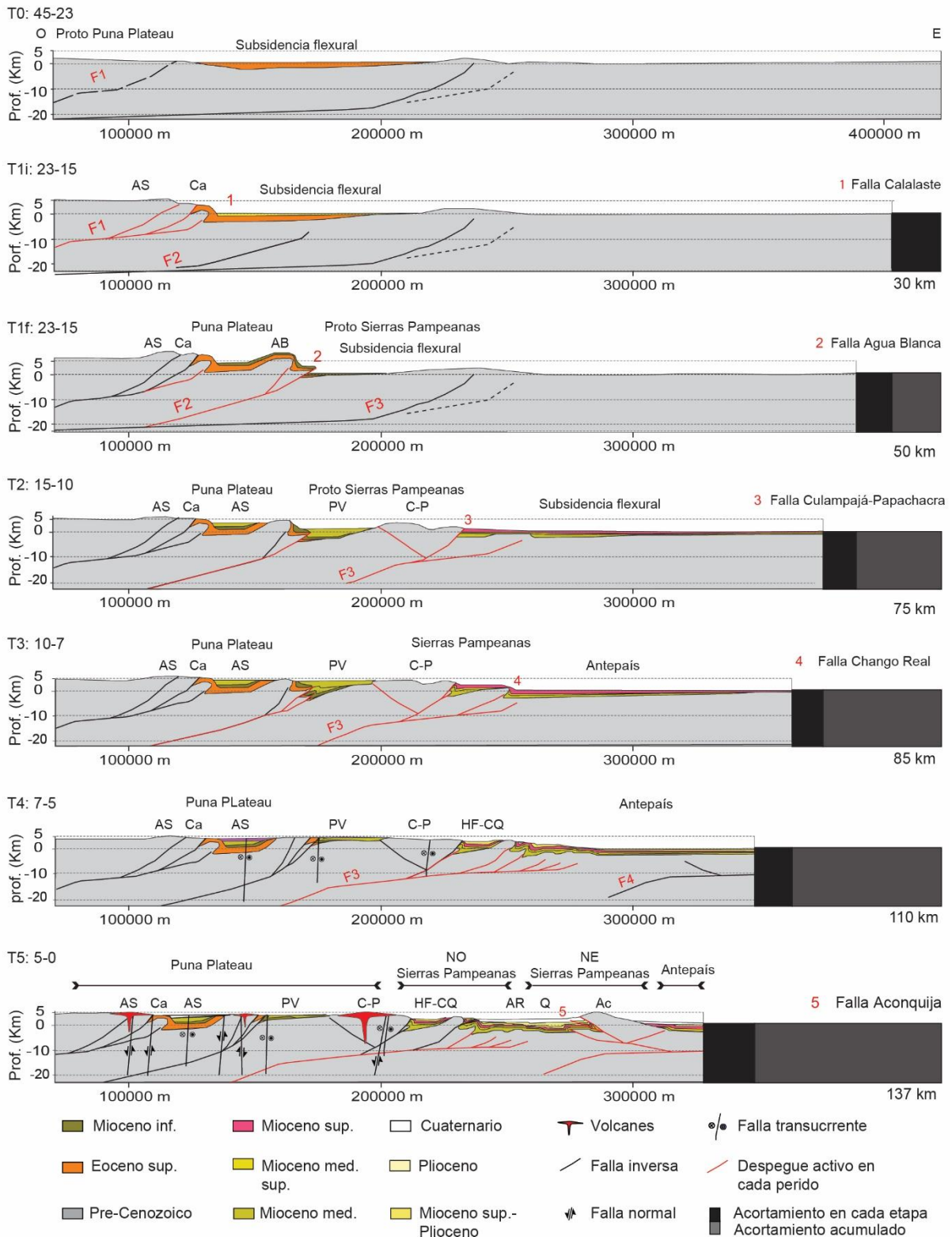


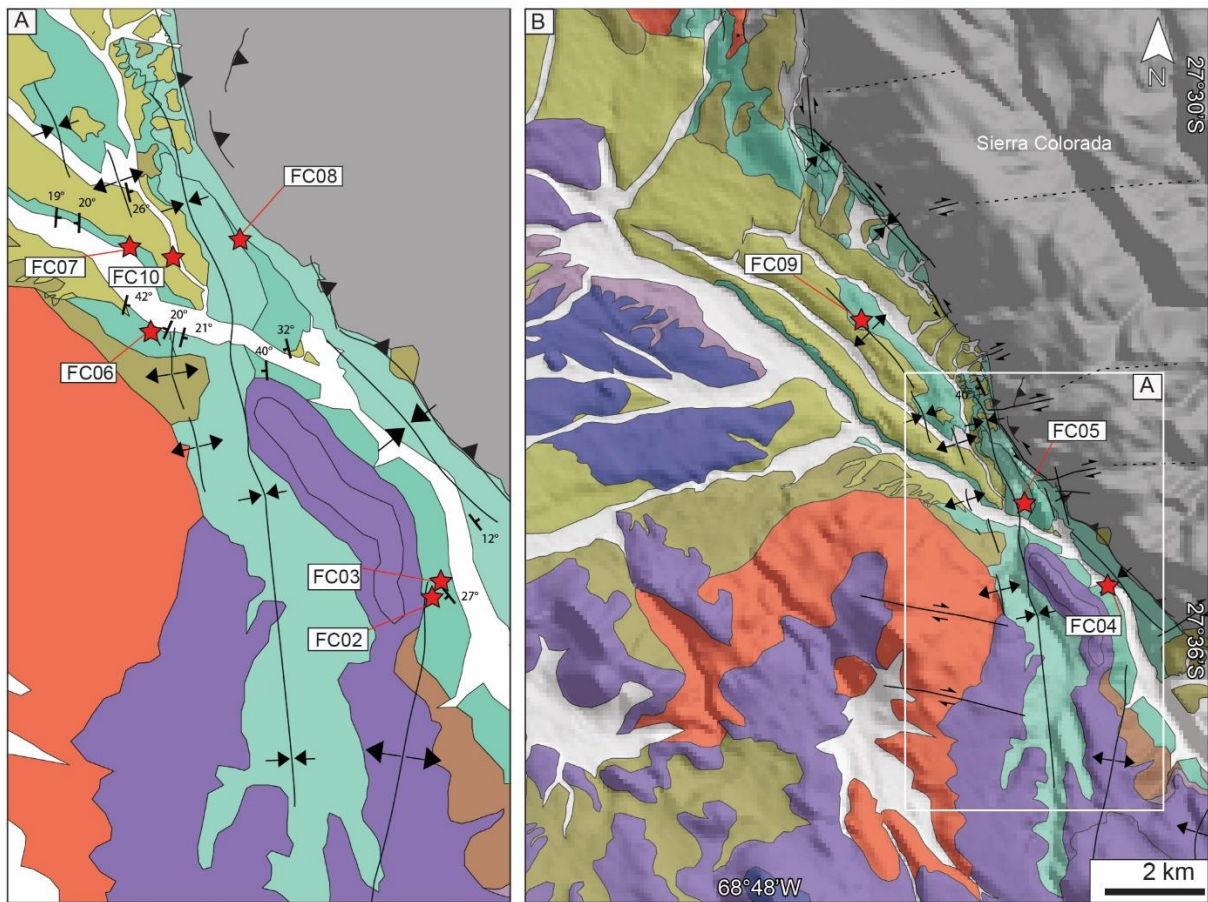
Figura 27. Modelamiento cinemático de la transecta Puna plateau-Sierras Pampeanas noroccidentales (26°30'S). El modelo comienza con el Tiempo 0 = 45-23 Ma, cuando la deformación se concentra en las áreas occidentales de la Puna. Las siguientes cinco etapas describen el movimiento a lo largo de las estructuras principales (F1-F4) conectadas a través de un despegue sub-horizontal a ~20 km de profundidad. ASr: Antofagasta de la Sierra, Ca: Sierra de Calalaste, AB: Sierra de Laguna, C-P: Sierra de Culampajá-Papachacra, Ac: Cordón del Aconquija, HF: sierra de

Hualfín, AS: Cuenca de Antofagasta de la Sierra, PV: Cuenca de Pasto Ventura, HF-CQ: Cuenca de Hualfín-Corral Quemado, AR: Cuenca del Arenal.

2.4 Anisotropía de Susceptibilidad Magnética

2.4.1 Franja de Maricunga y Valle Ancho

Las muestras obtenidas en este sector pertenecen a la Formación Los Aparejos (¿Eoceno?) cuya escasa presencia de afloramientos de rocas limitó el muestreo sólo en zonas concentradas a lo largo del valle principal (Fig. 28A y B). Corresponden a especímenes de areniscas medias a finas, y en algunos casos a lutitas. En general, las litologías características de la facies sedimentaria de esta Formación son areniscas y conglomerados gruesos fluvio-aluviales, por lo que fué difícil encontrar los niveles finos apropiados para este tipo de muestreo. En total se obtuvieron 136 muestras, caracterizadas por presentar valores de susceptibilidad variables, entre $8,78E-03$ a $0,647E-03$ SI (Tabla 1, Fig. 29A). Por otro lado, el grado de anisotropía también es variable (Fig. 29B). Estos valores son característicos de minerales portadores del magnetismo de tipo magnetita. Más aún, los experimentos de Curie en dos muestras representativas presentan curvas características de este mineral, alcanzando valores de máxima susceptibilidad a los ~ 450 °C para luego decaer abruptamente hasta los 600 °C (Fig. 29C y D). Los sitios de AMS en este dominio (FC01-FC10) presentaron valores de lineación (L) de 1,001-1,040 y de foliación (Fol) de 1,006-1,031 característicos de elipsoides de AMS tanto oblatos como prolotos (Fig. 29B). La principal característica de la distribución de los ejes de susceptibilidad en las distintas estaciones es que, al hacer la corrección por manteo, los ejes K_{max} se agrupan aproximadamente en dos grandes poblaciones, mientras que el eje K_{min} se ubica preferentemente paralelo al polo del plano de estratificación. In situ, la orientación de los ejes K_{max} por sitio varía entre $342^{\circ}-25^{\circ}$ y $137.4^{\circ}-305^{\circ}$ y los K_{min} están ampliamente distribuidos tanto en declinación como en inclinación (Fig. 28C). Después de realizar la corrección por manteo, los ejes K_{max} presentan dos grupos de orientaciones correspondiente a una NE-SO a N-S ($205^{\circ}-194.4^{\circ}$) y otra cercana al E-O ($108^{\circ}-118^{\circ}$), y una inclinación leve a subhorizontal ($0 - 19^{\circ}$), mientras que el K_{min} tiende a ubicarse subvertical a inclinado ($57^{\circ}-89.9^{\circ}$) (Fig. 28C). La orientación de los ejes K_{max} y K_{min} y los valores de foliación muestran una predominancia de una fábrica oblata similar al elipsoide tipo II definido por Robion et al. (2007), categorizando las fábricas magnéticas en estas rocas como una fábrica sedimentaria con presencia de una lineación magnética incipiente.



C Formación Los Aparejos (Eoceno)

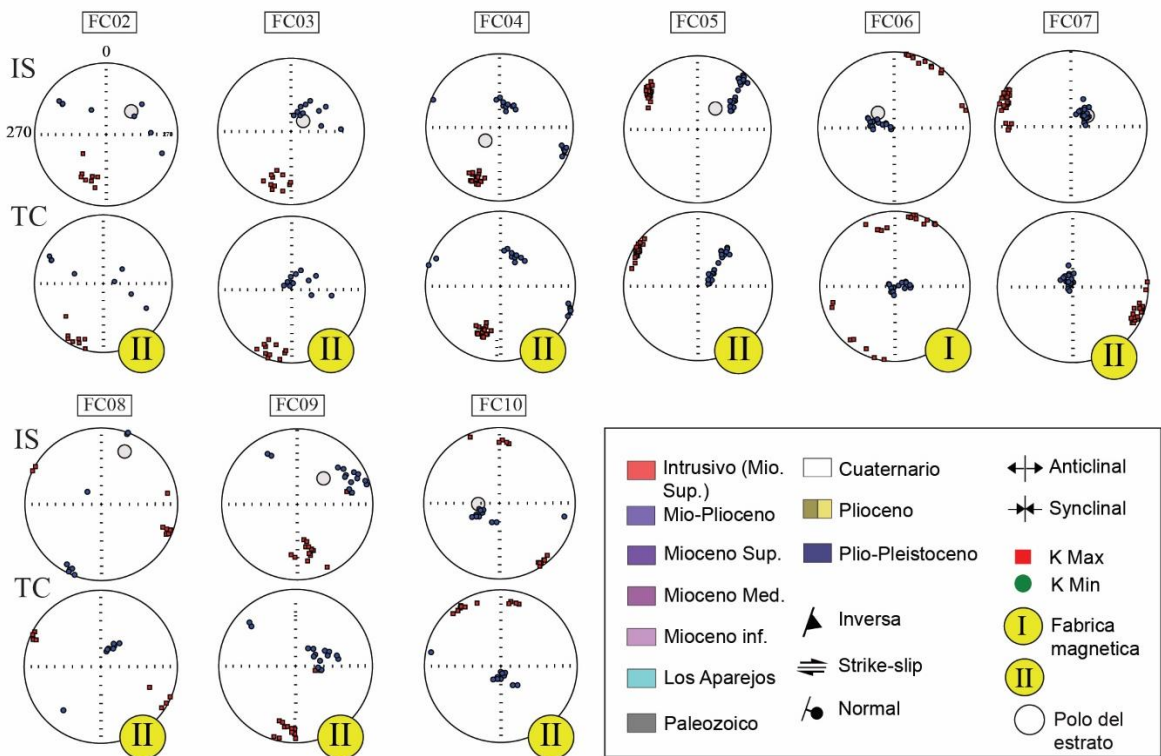


Figura 28. A) Mapa geológico del área de Valle Ancho. B) Proyección estereográfica del tensor de AMS para cada sitio (Jelinek, 1978), obtenida en el área. I y II corresponden al tipo de fábrica magnética, según Robion et al. (2007).

Tabla 1. Resultados de AMS del área de Valle Ancho para cada sitio. N: número de ejemplares; Km: Susceptibilidad total; Fol: foliación (Kint/Kmin); Lin: lineación (Kmax/Kint); T: parámetro de forma; P: anisotropía; Pj: Grado de anisotropía corregido; S: forma; Dec: declinación; Inc: inclinación.

Borde occidental Franja de Maricunga-Valle Ancho															
Sitio	N	Parámetros escalares						Parámetros de direcciones de susceptibilidad							
		Fol	L	T	P	Pj	S	In Situ				Corrected			
								Kmax		Kmin		Kmax		Kmin	
Dec	Inc	Dec	inc	Dec	Inc	Dec	inc								
FC01	8	1.022	1.012	0.295	1.035	1.035	O	137.4	0.0	29.9	89.9	137.4	0.0	29.9	89.9
FC02	8	1.001	1.040	-0,927	1.042	1.047	P	202.4	35.3	94.4	23.6	206.7	10.1	108.3	39.2
FC03	11	1.005	1.010	-0,339	1.015	1.016	P	197.7	31.1	45.8	55.7	200.6	14.5	49.6	73.6
FC04	16	1.001	1.016	-0,927	1.016	1.018	P	203.8	25.4	72.3	54.4	200.5	36.0	95.0	20.2
FC05	21	1.040	1.031	0.128	1.072	1.072	O	307.3	18.7	51.3	35.5	300.2	7.3	48.2	67.4
FC06	16	1.020	1.006	0.536	1.026	1.028	O	25.1	3.6	284.3	71.6	205.1	0.4	109.0	86.2
FC07	18	1.011	1.007	0.250	1.018	1.018	O	288.9	9.8	48.5	70.7	108.5	6.5	326.4	81.8
FC08	8	1.016	1.015	0.024	1.032	1.032	O	112.6	7.7	203.1	4.3	118.1	0.3	27.6	65.5
FC09	14	1.015	1.010	0.169	1.025	1.025	O	173.4	44.0	65.5	17.6	194.4	19.5	71.2	57.1
FC10	12	1.003	1.002	0.146	1.005	1.005	O	342.4	6.5	237.8	65.5	346.0	12.6	175.9	77.2

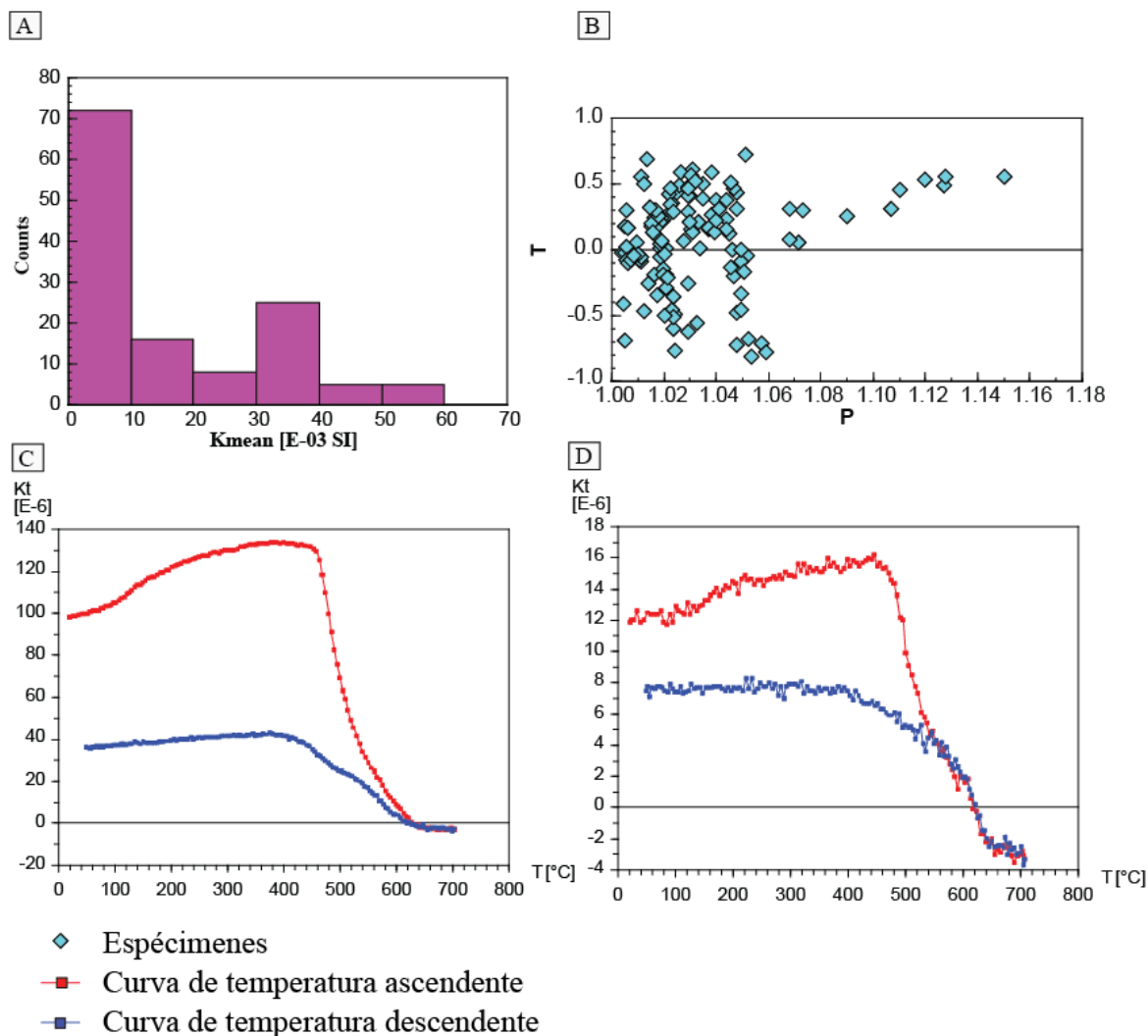


Figura 29. A) Histograma de distribución de susceptibilidades medias de los especímenes. B) Gráfico Jelinek mostrando la relación entre la anisotropía y el parámetro de la forma (T) del elipsoide de AMS. C) y D) Experimentos de Curie que muestran la variación de la susceptibilidad con aumentos y disminución de temperatura.

2.4.2 Norte de Famatina y la cuenca de Fiambalá

Las muestras obtenidas en la Sierra de Narvárez, correspondiente a la parte norte de Famatina, provienen de rocas de la Formación De La Cuesta de edad pérmica (Fig. 30). Las muestras se caracterizan por presentar baja susceptibilidad aparente de $3,71 \times 10^{-5}$ a $2,5 \times 10^{-4}$ SI. (Fig. 31 C). Los sitios de AMS en este dominio (810 a 830), presentaron valores de lineación (L) de 1,003-1,032 y de foliación (Fol) de 1,004-1,077 y definen un elipsoide con una forma oblata (Fig. 31 A, D y Tabla 2). El mayor grado de anisotropía se observa en los sitios más orientales de este dominio, cerca del sistema de fallas que levanta rocas del Paleozoico sobre rocas neógenas, expuestas en la cuenca de Fiambalá (Falla SNLP, Fig. 30A), donde el sitio 818

presenta un grado de anisotropía de 1,118 (Tabla 2). La orientación de los ejes Kmax por cada sitio in situ varía entre 327°-18° y 132-158° y los ejes Kmin están distribuidos en torno al polo de cada plano de estratificación medido en cada sitio (Fig. 30B). Después de la corrección del manto, los ejes Kmax por sitio presentan una distribución entre 317-340° y 17-39° en su mayoría contenidos en el plano (Fig. 30B). La orientación de los ejes Kmax y Kmin y los valores de foliación y lineación ($L \sim 1,003$) muestran una forma de elipsoide de AMS de tipo oblató, similar al tipo II definido por Robion et al. (2007), que registra a su vez una fábrica sedimentaria con desarrollo incipiente de la lineación magnética.

En la cuenca de Fiambalá, las muestras obtenidas en la Formación Tambería presentan una alta susceptibilidad de $0,5 \times 10^{-2}$ a $3,5 \times 10^{-2}$ SI. (Fig. 31C). Los sitios presentaron valores de lineación (L) de 1,007-1,023 y de foliación (Fol) de 1,008-1,043, definiendo formas del elipsoide prolato y oblatas (Fig. 31D y Tabla 2). Los sitios obtenidos se concentran en dos grupos, uno en el borde occidental de la cuenca (Sitios 819 a 825) y otro grupo en el borde más oriental de la cuenca (Sitios 826 a 829, Fig. 30). En el área occidental, el mayor grado de anisotropía es 1.068 (Sitio 825, Fig. 31C y Tabla 2), cerca de la Falla Fiambalá Oeste (Fig. 30A). In situ, la orientación de los ejes Kmax varía entre 344° y 51°, e inclinan entre 0 a 18°. Los ejes Kmin no presentan ninguna orientación preferencial, y se disponen casi sub-horizontales a unos 110°. Al hacer corrección por inclinación, los ejes Kmax se agrupan cercano a la orientación NNE-SSO (018-023° y 164-219°) y los ejes Kmin, están levemente agrupados en torno al polo del plano de estratificación, e inclinan 110° (Fig. 30B)

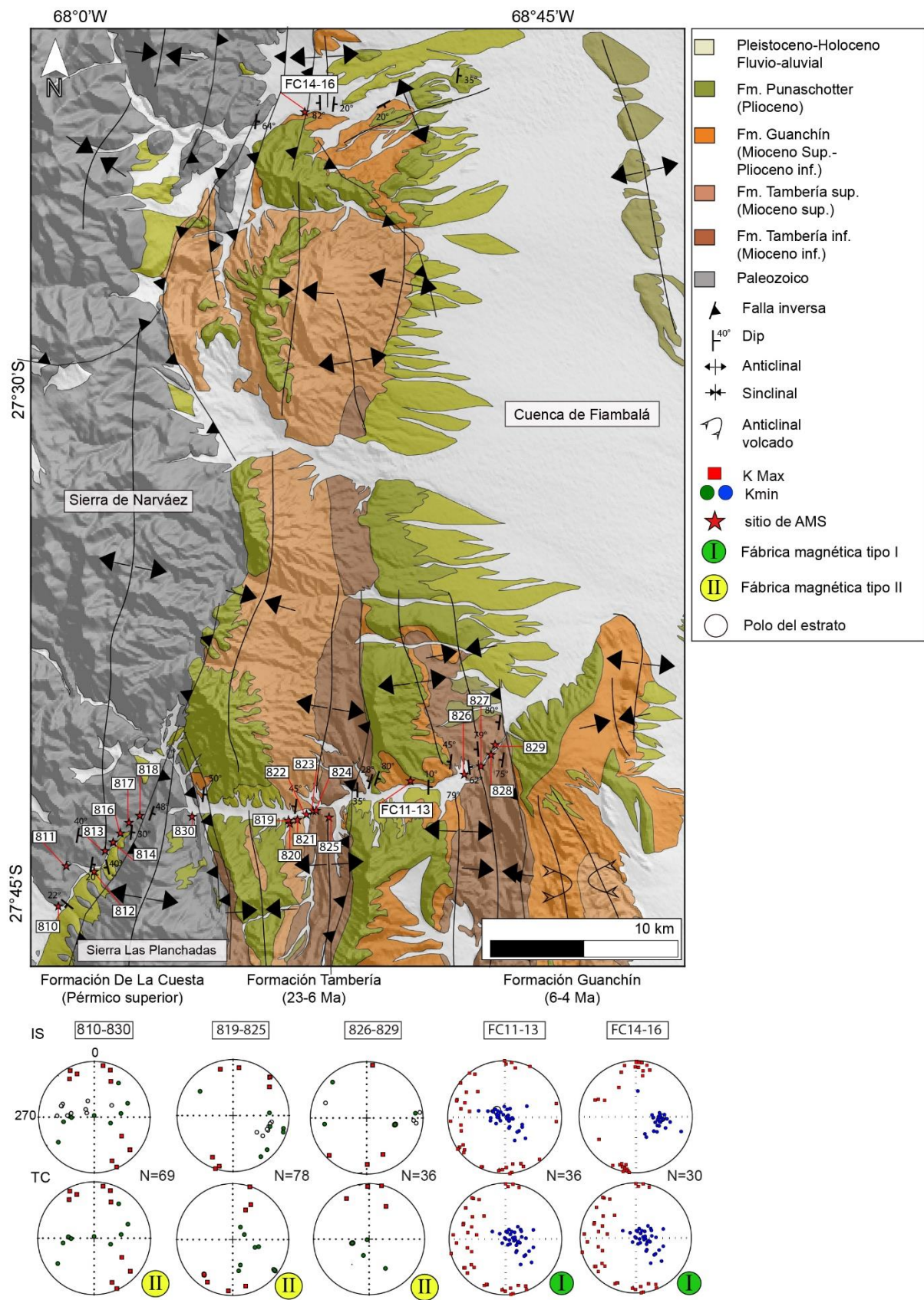


Figura 30. A) Mapa geológico del área central de la cuenca de Fiambalá en la Precordillera. Ver ubicación y leyenda en la fig. 4. B) Proyección equi-área de la media tensorial de AMS para cada

sitio (Jelinek, 1978), obtenida en el área de la cuenca de Fiambalá. Los tipos de fábrica magnética, en un círculo amarillo son definidos según Robion et al., 2007. Figura modificada de Quiroga et al. (2021).

En la zona oriental de la cuenca, el mayor grado de anisotropía es cercano a los 1,030 (sitio 827), cada sitio presenta una forma de elipsoide que varía desde formas oblatas a prolatas de oeste a este, respectivamente (Fig. 31 A, D y Tabla 2). Los ejes Kmax están orientados siguiendo un azimut entre 224 y 180°, e inclinados 30° hacia el sur. Después de la corrección de manteo, los ejes Kmax se orientan en torno al N-S (330-013°), inclinados hacia el norte. Los ejes Kmin no presentan una orientación definida, están dispersos desde el polo hasta el plano de estratificación (Fig. 30B). La distribución de los ejes Kmin alrededor del polo del plano de estratificación, los valores de lineación $L > 1.010$ y la forma triaxial oblata a prolato, sugieren un tipo de elipsoide transicional entre el tipo II y el III donde la lineación magnética está más desarrollada que en el tipo II.

Tabla 2. Resultados de AMS del área de Famatina y cuenca de Fiambalá para cada sitio. N: número de ejemplares; Km: Susceptibilidad total; Fol: foliación (Kint/Kmin); Lin: lineación (Kmax/Kint); T: parámetro de forma; P: anisotropía; Pj: Grado de anisotropía corregido; S: forma; Dec: declinación; Inc: inclinación.

Famatina															
Sitio	N	Parámetros escalares						Parámetros de direcciones de susceptibilidad							
		Fol	L	T	P	Pj	S	In Situ				Corrected			
								Kmax		Kmin		Kmax		Kmin	
Dec	Inc	Dec	inc	Dec	Inc	Dec	inc								
810	6	1,052	1,018	0,470	1,071	1,074	O	132.5	14.3	35.4	26.0	313.6	3.4	46.3	38.2
811	8	1,055	1,019	0,490	1,075	1,078	O	338.3	17.5	110.1	64.7	339.3	22.9	113.9	59.0
812	7	1,067	1,008	0,77	1,075	1,083	O	327.0	19.5	82.1	50.1	317.4	16.5	119.9	72.7
813	6	1,018	1,004	0,61	1,023	1,024	O	155.9	2.3	355.7	87.6	336.0	7.4	133.5	81.9
814	6	1,004	1,003	0,09	1,007	1,007	O	124.7	40.2	235.2	22.4	119.7	10.9	217.7	36.1
815	6	1,009	1,006	0,19	1,016	1,016	O	158.0	16.6	271.8	53.5	337.7	15.6	172.7	73.9
816	5	1,006	1,005	0,11	1,011	1,011	O	18.8	11.8	273.2	52.1	22.8	3.2	265.9	83.1
817	7	1,007	1,027	0,58	1,034	1,036	P	332.6	6.6	67.4	35.5	338.1	22.3	73.6	13.2
818	8	1,077	1,032	0,4	1,112	1,115	O	9.7	6.9	269.1	56.4	17.7	12.8	155.5	72.9
830	10	1,026	1,011	0,4	1,037	1,038	O	24.8	30.0	261.4	43.6	39.0	6.1	175.1	81.6

Cuenca de Fiambalá															
Sitio	N	Parámetros escalares						Parámetros de dirección de susceptibilidad							
		Fol	L	T	P	Pj	S	In Situ				Corrected			
								Kmax		Kmin		Kmax		Kmin	
Dec	Inc	Dec	inc	Dec	Inc	Dec	inc								
FC11	15	1,034	1,005	0,743	1,039	1,042	O	283.9	11.4	127.9	77.5	283.6	21.4	120.2	67.8
FC12	14	1,038	1,009	0,609	1,047	1,050	O	182.4	5.2	304.2	80.3	180.2	7.9	54.1	76.7
FC13	7	1,010	1,004	0,461	1,014	1,015	O	205.6	2.6	18.8	87.4	204.2	8.3	85.3	73.1
FC14	12	1,010	1,004	0,410	1,014	1,015	O	6.5	0.5	97.2	53.0	5.7	2.4	126.2	85.3
FC15	8	1,028	1,005	0,679	1,033	1,036	O	5.7	8.5	108.0	54.9	0.6	8.6	175.2	81.4
FC16	10	1,019	1,003	0,727	1,022	1,024	O	202.3	10.6	95.3	57.3	23.5	5.5	157.3	82.1
819	10	1,025	1,007	0,55	1,033	1,034	O	43.6	5.7	135.2	15.1	27.2	30.4	163.3	50.8
820	13	1,015	1,016	-0,02	1,032	1,032	P	51.8	18.5	146.0	12.6	23.4	42.0	169.3	42.6
821	10	1,014	1,017	-0,1	1,032	1,032	P	7.1	14.9	106.6	31.8	184.8	8.9	66.5	71.6
822	9	1,008	1,015	-0,33	1,023	1,023	P	198.3	0.1	108.3	6.3	18.0	0.9	109.3	55.3
823	9	1,011	1,015	-0,15	1,027	1,027	P	206.3	18.2	306.3	27.8	219.3	20.3	126.3	8.2
824	14	1,008	1,017	-0,36	1,025	1,025	P	195.3	7.1	104.3	8.1	210.8	12.6	105.3	50.3
825	13	1,043	1,023	0,31	1,067	1,068	O	344.6	15.3	85.8	35.3	164.5	15.0	31.5	68.6
826	12	1,015	1,006	0,46	1,021	1,022	O	155.9	29.7	261.7	25.4	330.9	17.5	199.2	64.6
827	6	1,014	1,015	-0,04	1,030	1,030	P	224.9	6.4	316.5	13.2	27.2	34.0	150.8	39.4
828	11	1,011	1,014	-0,11	1,025	1,025	P	179.3	18.5	84.5	14.1	13.1	1.5	254.6	86.9
829	7	1,011	1,005	0,4	1,016	1,017	O	6.3	6.3	103.1	47.0	358.5	5.5	256.7	64.6

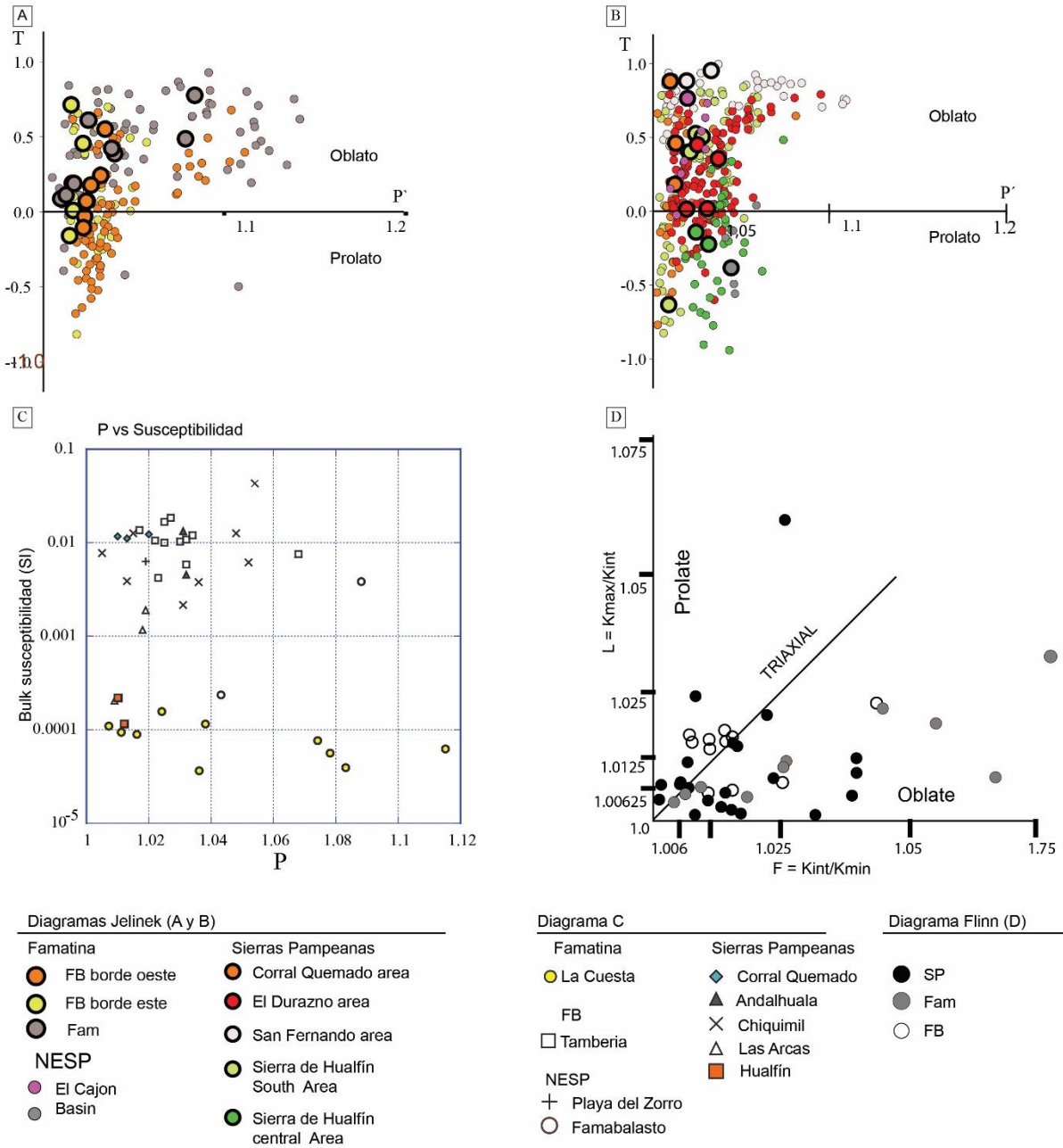


Figura 31. A) y B): Diagrama de Jelínek T-P', que muestra la forma de los elipsoides de AMS (parámetro T) vs el grado de anisotropía corregido (P'). Los círculos grandes muestran los promedios de los sitios y los círculos pequeños son mediciones individuales. C) Anisotropía (P) vs Susceptibilidad (SI) para cada dominio y Formaciones. D) Diagrama de Flinn de foliación y lineación que muestra la distribución de tejidos magnéticos oblatos, prolatos y triaxiales para cada yacimiento. El elipsoide varía de oblato a triaxial y prolato. Fam: Famatina, FB: Fiambalá, SP: Sierras Pampeanas. Figura modificada de Quiroga et al. (2021).

Las muestras obtenidas en la Formación Guanchín presentan valores de susceptibilidad de 0.5×10^{-3} y 7.0×10^{-3} en las rocas expuestas en la parte central de la cuenca, mientras que hacia el norte presenta valores entre 7.00×10^{-3} y 14.00×10^{-3} SI, con una media de $10.54 \times$

10^{-3} SI (Fig. 32A y B). Al observar la relación entre la susceptibilidad y la anisotropía, los valores de este parámetro se distinguen dos grupos de valores bien definidos en la parte central de la cuenca, un rango de 1.03 a 1.075, mientras que hacia el norte se distribuyen de 1.01 a 1.04 (Fig. 32A y B). Dichos valores son independientes de la susceptibilidad, y sugiere que la anisotropía no está controlada por la mineralogía. Los experimentos de Curie en dos muestras representativas presentan curvas en donde se observa que las mayores susceptibilidades se alcanzan a los $\sim 330-400^{\circ}\text{C}$, comenzando a descender a temperaturas superiores. La forma de la curva y los valores de máxima susceptibilidad en función de la temperatura son característicos de la hematita con presencia de magnetita (Fig. 32C y D).

Los sitios presentaron valores de lineación (L) de 1.01 y -1.005 y de foliación (Fol) de 1,032-1,019, definiendo formas del elipsoide oblatas (Fig. 32E, F y Tabla 2). En el centro de la cuenca, los sitios (FC11-13) presentan una orientación de los ejes Kmax in situ se distribuyen en un plano aproximadamente horizontal, con una alineación incipiente orientada a los $\sim 190^{\circ}$ y subhorizontal. Los ejes Kmin se disponen sub-verticales, a unos 98.3° con una inclinación de 88.8° . Al hacer corrección por manteo, los ejes Kmax desarrollan una lineación que se mantiene orientada \sim N-S. En el límite norte de la cuenca, los sitios obtenidos (FC14-16) presentan in situ ejes Kmax con una orientación media de 10.1° , mientras que los ejes Kmin se agrupan e inclinan 55.4° al 101.0° . Al realizar la corrección de la posición de los ejes restaurando el manteo, los ejes Kmax se agrupan formando una lineación al N-S, inclinando 6.2° hacia el 8.1° , y los ejes Kmin se posicionan en el polo de la estratificación, inclinando 83° hacia el 160.9° (Fig 30B).

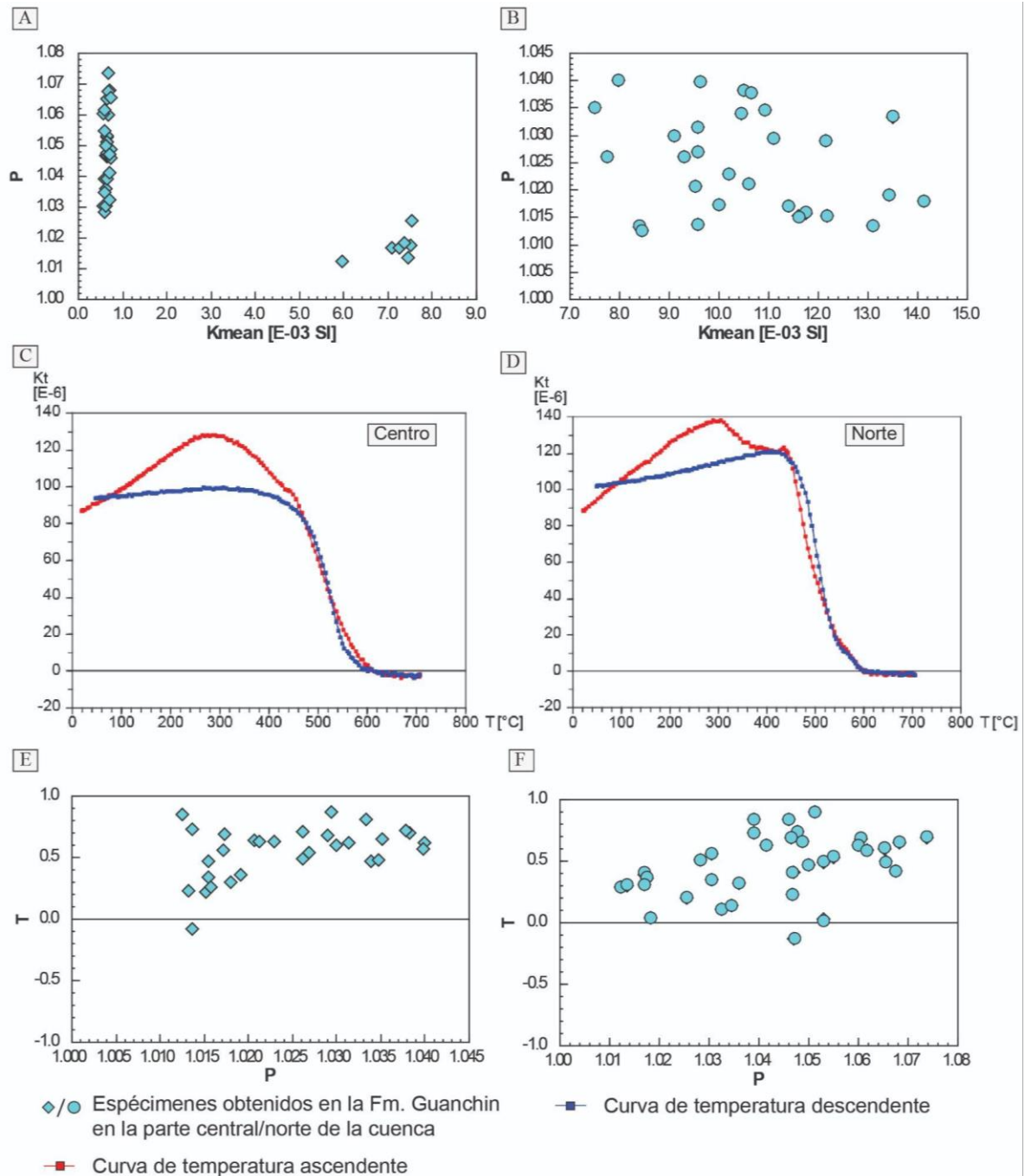


Figura 32. A) y B): Anisotropía (P) vs Susceptibilidad (SI) para cada dominio y Formaciones. C) y D) Experimentos de Curie que muestran la variación de la susceptibilidad al aumentar y disminuir la temperatura. E) y F) Diagrama de Jelinek T-P', que muestra la forma de los elipsoides de AMS (parámetro T) vs grado de anisotropía corregido (P')

2.4.3 Sierras Pampeanas

Los sitios obtenidos en las Sierras Pampeanas noroccidentales tienen valores de susceptibilidad magnética total de $0,5 \times 10^{-4}$ a $4,5 \times 10^{-4}$ SI y de $1,2 \times 10^{-3}$ a $1,34 \times 10^{-2}$ SI (Fig. 31C y Tabla 3). Los valores de lineación (L) de 1,004-1,014 y de foliación (Fol) de 1,001-

1,040, son característicos de formas oblatas, triaxiales y prolatos del elipsoide de anisotropía (Fig. 31B y D y Tabla 3). En la zona occidental de este dominio, se obtuvieron tres sitios (903-904-905) en rocas de la Formación Corral Quemado (Fig. 33). El mayor grado de anisotropía es de 1.020 (sitio 904); los ejes K_{max} están orientados NEE-SSO ($012-205^\circ$) antes y después de la corrección de manteo ($012-025^\circ$). Los ejes K_{min} están dispersos, y al corregir por el manteo de las capas muestreadas se agrupan alrededor de una línea vertical, perpendicular al plano de estratificación. Los sitios 907 al 911 se obtuvieron de las Formaciones Las Arcas, Chiquimil y Andalhualá (Fig. 33). El máximo valor de anisotropía es cercano a 1,052 (Sitio 908), y el elipsoide de AMS presenta una forma oblata en todos los sitios (Fig. 31B, D y Tabla 3). Los valores de lineación van en el rango $1.015 > L > 1.005$. Los ejes K_{max} se agrupan cerca de la dirección NNE-SSW ($009-030^\circ$ y 211°), con una inclinación entre 7 y 66° in-situ. Cuando se realiza la corrección del manteo, los ejes K_{min} se agrupan formando, aproximadamente, una línea paralela al polo del plano subhorizontal, con algunos especímenes que presentan una inclinación oblicua ($30-50^\circ$). La forma del elipsoide, y la distribución de los ejes de susceptibilidad sugieren que la fábrica magnética es sedimentaria de tipo II, con una lineación magnética incipiente.

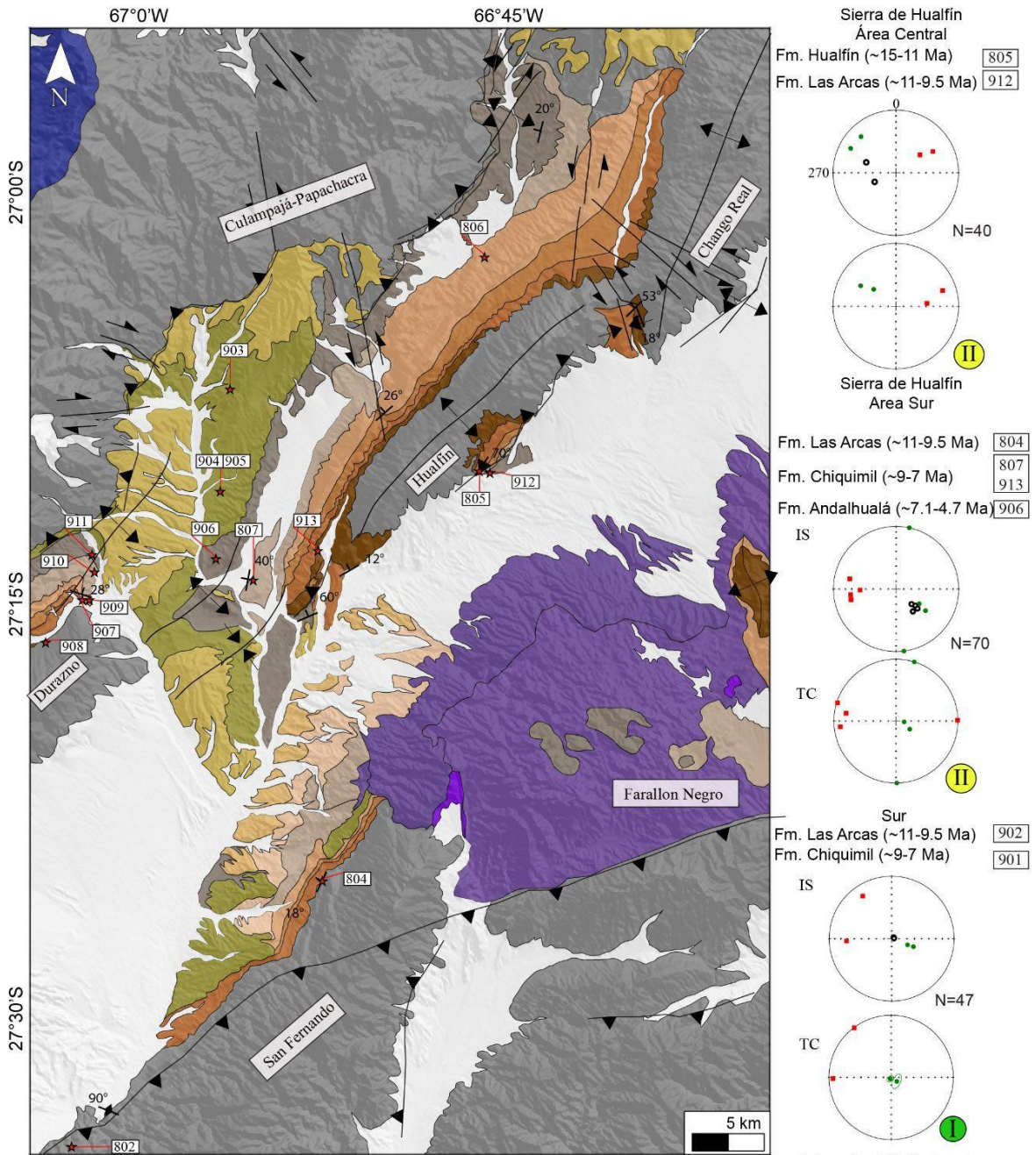
En la parte central del área, en la Sierra de Hualfín, los sitios se obtuvieron a lo largo de la zona central y sur del anticlinal de núcleo de basamento de orientación NE-SO que forma esta sierra (Fig. 33A). Las muestras de la zona central del pliegue se obtuvieron de las Formaciones Hualfín y Las Arcas (Sitios 805 y 912), con el mayor grado de anisotropía de 1.018 (912). El elipsoide de AMS presenta una forma prolato y oblata (Fig. 30B). Los ejes K_{max} están orientados en torno al ENE-OSO ($60-53^\circ$) e inclinan hacia el ENE in-situ. Después de realizar la corrección de manteo, estos se disponen en una orientación E-W (84 y 71°), inclinados hacia el NNE (Fig. 33B). En el límite meridional del pliegue (Sitios 804-807-906-913) los ejes K_{max} presentan principalmente una orientación E-O in-situ ($262-282^\circ$), y tras la corrección de la estratificación mantienen su orientación E-O, pero los K_{min} se agrupan entre el polo del plano y están contenidos en él (Fig. 33B). El elipsoide de AMS más común identificado en esta zona corresponde al tipo II, donde los valores de lineación son $L > 1.003$ (Fig. 30D), y sugieren una incipiente lineación de K_{max} desarrollada en una fábrica mayormente de tipo sedimentaria.

En la zona más austral de este dominio, se obtuvieron sitios al este de las áreas en donde se desarrollan las principales estructuras, en donde las capas solo inclinan suavemente hacia el NO (Fig. 33A, 901-902). El mayor grado de anisotropía es 1.036 (Sitio 902), y el elipsoide de AMS presenta una forma oblata con valores de lineación $L < 1.003$, característico de elipsoide

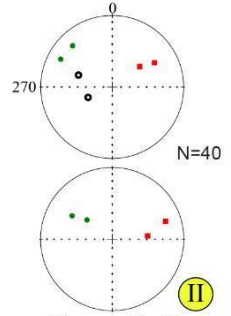
tipo I. Los ejes Kmax están dispersos dentro del plano de estratificación y los ejes Kmin están agrupados alrededor del polo de la estratificación mostrando una baja dispersión ($\sim 8^\circ$) (Fig. 33B). Un sitio (802) en rocas metamórficas paleozoicas altamente foliadas, y en rocas volcánicas (806 y 807) presentan los valores más altos de lineación, foliación y anisotropía (Tabla 3).

Tabla 3. Resultados de AMS del área de Famatina y cuenca de Fiambalá para cada sitio. N: número de ejemplares; Km: Susceptibilidad total; Fol: foliación (Kint/Kmin); Lin: lineación (Kmax/Kint); T: parámetro de forma; P: anisotropía; Pj: Grado de anisotropía corregido; S: forma; Dec: declinación; Inc: inclinación.

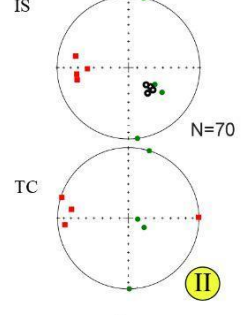
Sierras Pampeanas															
Sitio	N	Parámetros escalares						Parámetros de direcciones de susceptibilidad							
		Fol	L	T	P	Pj	S	In Situ				Corrected			
								Kmax		Kmin		Kmax		Kmin	
Dec	Inc	Dec	inc	Dec	Inc	Dec	inc								
901	9	1.016	1.001	0.88	1.017	1.019	O	267.0	28.4	110.2	59.5	269.0	7.3	124.8	81.1
902	38	1.031	1.001	0.94	1.032	1.036	O	325.8	18.7	111.2	67.7	323.4	0.6	217.3	87.9
802	7	1.022	1.020	0.04	1.043	1.043	O	135.6	78.2	247.2	4.4	158.6	81.0	67.3	0.2
806	6	1.040	1.012	0.53	1.052	1.054	O	336.8	37.3	127.4	48.8	328.8	9.3	151.6	80.7
805	13	1.005	1.007	-0.14	1.012	1.012	P	60.2	32.4	316.1	21.1	84.9	48.8	300.1	35.6
912	27	1.007	1.011	-0.25	1.018	1.018	P	53.3	50.3	298.4	19.3	71.6	22.6	307.2	53.6
804	13	1.002	1.007	-0.63	1.008	1.009	P	282.3	25.2	12.3	0.0	287.3	1.6	17.3	0.0
807	10	1.039	1.005	0.78	1.044	1.048	O	256.6	26.9	122.5	53.9	264.2	10.7	95.6	79.1
906	28	1.023	1.008	0.49	1.031	1.032	O	268.3	42.0	126.5	41.1	278.9	19.8	120.4	68.9
913	19	1.001	1.004	-0.55	1.005	1.005	P	262.7	27.8	172.7	0.0	89.2	0.6	179.2	0.0
903	10	1.008	1.001	0.88	1.009	1.010	O	12.7	6.7	202.6	83.2	12.7	6.7	202.6	83.2
904	8	1.014	1.005	0.46	1.019	1.020	O	205.0	2.5	111.0	57.4	25.1	0.8	117.2	69.1
905	14	1.005	1.007	-0.16	1.012	1.013	P	27.6	8.7	133.5	60.7	25.2	1.1	160.8	88.5
907	37	1.015	1.015	0.02	1.031	1.031	O	9.7	27.2	160.3	59.5	9.8	0.2	100.5	75.4
908	22	1.040	1.009	0.62	1.049	1.052	O	28.9	7.0	135.4	66.4	208.3	3.1	87.7	83.8
909	19	1.011	1.004	0.48	1.014	1.015	O	211.4	66.9	35.0	23.1	26.9	2.9	132.6	79.3
910	35	1.007	1.006	0.05	1.013	1.013	O	38.6	41.6	185.0	43.2	48.3	2.2	140.3	42.0
911	34	1.016	1.014	0.07	1.031	1.031	O	25.9	37.9	123.8	10.1	16.3	9.6	113.1	35.1
808	5	1.026	1.058	-0.38	1.085	1.088	P	349.6	24.3	259.2	0.9	346.6	22.9	79.2	5.9
809	8	1.015	1.002	0.78	1.017	1.019	O	12.3	0.4	103.0	64.5	190.9	11.0	88.4	47.9



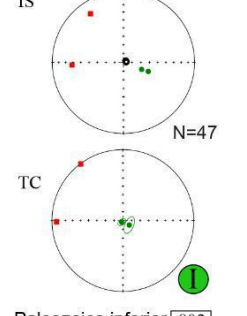
Sierra de Hualfin
Área Central
Fm. Hualfin (~15-11 Ma) [805]
Fm. Las Arcas (~11-9.5 Ma) [912]



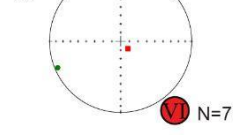
Sierra de Hualfin
Área Sur
Fm. Las Arcas (~11-9.5 Ma) [804]
Fm. Chiquimil (~9-7 Ma) [807, 913]
Fm. Andahualá (~7.1-4.7 Ma) [906]



Sur
Fm. Las Arcas (~11-9.5 Ma) [902]
Fm. Chiquimil (~9-7 Ma) [901]

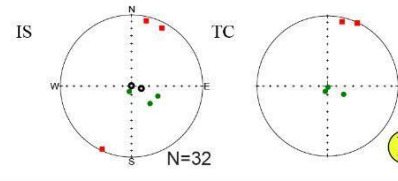
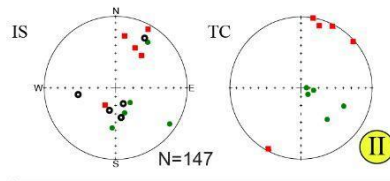


Paleozoico inferior [802]



Cuenca de Corral Quemado-Hualfin
Fm. Las Arcas (~11-9.5 Ma) [908]
Fm. Chiquimil (~9-7 Ma) [907-909-910]
Fm. Andahualá (~7.1-4.7 Ma) [911]

Fm. Corral Quemado (~3.6 Ma) [903-904-905]



- K Max ● I ● II ● III ○ Polo del plano de estratificación
- Kmin ● II ● VI ● IV

Figura 33. A) Mapa geológico de las Sierras Pampeanas del noroeste. Ver leyenda en la Fig. 18) B) Sitios de AMS obtenidos en el área. Figura modificada de Quiroga et al. (2021)

Finalmente, en la cuenca El Cajón ubicada en el sector nororiental de las Sierras Pampeanas, los sitios de AMS se obtuvieron a partir de muestras obtenidas en rocas neógenas de la Formación Playa del Zorro (809) y rocas del Paleozoico inferior (808). El sitio 809 presenta valores de lineación (L) de 1,002 y de foliación (Fol) de 1,015, típicos del elipsoide tipo I, caracterizado por su forma oblata (Fig. 31B y D). Los ejes Kmax se disponen N-S, tanto in situ (012°) como después de la corrección de manteo (190°), y la dirección Kmin se agrupa inclinando 047° buzando al SE (Fig. 34). El sitio 808 en rocas paleozoicas muestra el mayor grado de anisotropía (1,088), los ejes Kmax están agrupados hacia el Norte (346,6) buzando 22° (Fig. 34).

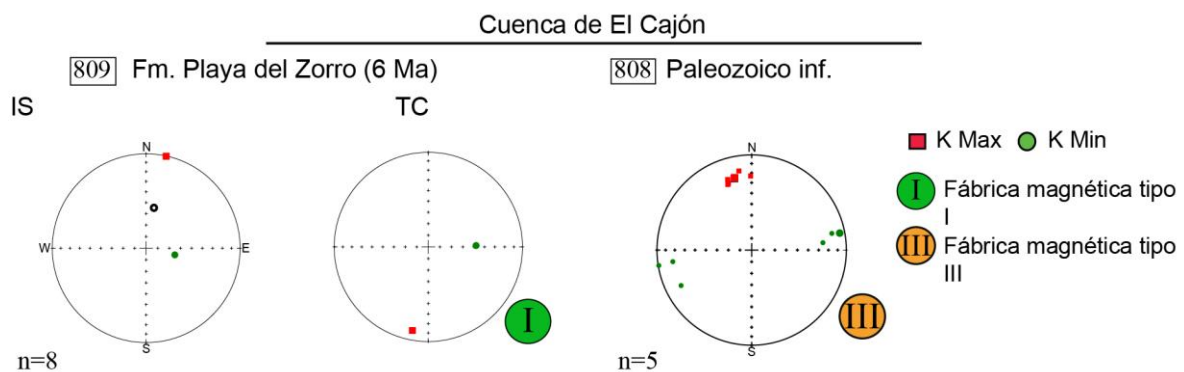


Figura 34. a) Sitios de AMS obtenidos para las secuencias neógenas de la Formación Playa del Zorro y al basamento del Paleozoico inferior. Figura modificada de Quiroga et al. (2021).

3. Conclusiones parciales

En este capítulo se presentaron los resultados del análisis cinemático de la deformación documentada en el área de estudio. Se presentaron dos mapas geológicos confeccionados a escala 1:100000, en dos grandes zonas, correspondiente a la vertiente occidental del borde del plateau, correspondiente la Franja de Maricunga y Valle Ancho en Cordillera Frontal, y la vertiente oriental correspondiente a Famatina, cuenca de Fiambalá y Sierras Pampeanas. En estas áreas se realizó un mapeo estructural y definición de bloques estructurales para caracterizar la orientación y cinemática de las estructuras mayores.

Cuatro nuevas edades U-Pb fueron obtenidas en sectores claves del borde oeste en el sector de Valle Ancho y en Famatina al oeste de la cuenca de Fiambalá. En el primer sector, 3 edades permiten acotar con mayor precisión la edad de la deformación contraccional que afecta

a rocas de la Formación Los Aparejos. Cortada por diques de 24.9 Ma, estas rocas de posible edad eocena se encuentran cubiertas por depósitos epiclásticos y volcánicos de ~9 y ~11 Ma sin ninguna evidencia de deformación contraccional, pero que se encuentran afectados por fallas transcurrentes. Esto sugiere que la deformación contraccional habría ya estado activa desde el Eoceno tardío y que al menos dejó de estar activa previo al Mioceno medio a tardío. Una muestra datada en ~ 6 Ma se obtuvo de una toba que rellena el actual relieve sobre el que se emplazan los grandes centros volcánicos del Pisis e indicaría que, desde ese periodo, Mioceno Tardío alto, ya se encontraba desarrollada la configuración actual del paisaje. La edad de ~13 Ma obtenida en Famatina permite identificar rocas fluvio-aluviales contemporáneas al Miembro inferior de la Formación Tambería y que podría ser consideradas como un equivalente occidental de estas rocas, o bien, podría indicar que la cuenca estaría ubicada más al oeste, como también corresponder a una cuenca independiente contemporánea a la cuenca de Fiambalá.

Junto a la caracterización de las estructuras expuestas en superficie y los datos compilados existentes en la bibliografía, se realizó un modelamiento cinemático “forward”, desde una etapa pre-deformación hasta la actualidad, para evaluar la geometría en profundidad de las estructuras responsables del acortamiento, alzamientos, engrosamiento cortical, así como también la evolución deformacional de las cuencas activas desde el Eoceno tardío. El modelo describe fundamentalmente un sistema estructural cuyo estilo de primer orden es de piel gruesa, gobernado por fallas enraizadas a 20 km de profundidad, que explican el alzamiento de las principales sierras de basamento paleozoico; el desarrollo de cuencas flexurales locales a partir de un hipotético antepaís continuo en la etapa inicial, impuesto como condición inicial en base a los datos bibliográficos; la sedimentación sin-deformacional, y la propagación de la deformación hacia el interior de estas depresiones. El modelo explica la deformación observable en el área a través de este sistema esencialmente vergente hacia el este.

Por otro lado, el estudio de la fábrica magnética entregó información sobre las propiedades escalares y vectoriales que caracterizan a las rocas neógenas expuestas en el área de estudio. Este análisis revela que la fábrica magnética registrada en las secuencias neógenas es mayormente sedimentaria, el elipsoide de AMS es de forma oblata, con el desarrollo de una lineación magnética incipiente dada por la agrupación de los ejes de mayor susceptibilidad (K_{max}) en direcciones que varían por localidad y unidad geológica.

Capítulo III

Reconstrucción de paleo-esfuerzos

1. Introducción

El análisis del campo de esfuerzo tectónico corresponde a un estudio dinámico de la deformación que permite caracterizar las fuerzas causantes de las formas particulares que se observa en un cuerpo de roca deformado. En este tipo de análisis se evalúa (o al menos busca alcanzar alguna aproximación) la interacción entre esfuerzos y deformación, entendiendo la deformación como el resultado del movimiento de la falla y/o del cuerpo de roca, mientras que los esfuerzos serían el origen de dicha deformación.

Trabajos pioneros relacionados a la caracterización de la deformación (Anderson, 1951; Angelier, 1994, entre otros) relacionaron el desarrollo de estructuras conjugadas con la orientación de los esfuerzos, mientras que otros autores formularon un análisis de naturaleza esencialmente cinemática (Arthaud, 1969; Arthaud y Chukroune, 1972; Pegoraro, 1972). Posteriormente una caracterización dinámica o denominada también como análisis de inversión, permitió el desarrollo de un método que permitiera obtener las orientaciones de los ejes principales de esfuerzos y, en consecuencia, una estimación de la forma de la elipsoide de esfuerzos (ej., Carey and Brunier, 1974; Angelier, 1975; Carey, 1976; Armijo, 1977; Armijo y Cisternas, 1978).

En este capítulo se analiza dinámicamente la deformación mediante la reconstrucción de los paleoesfuerzos predominantes durante el Paleógeno tardío y el Neógeno. Con estos datos se reconstruyen y caracterizan las diferentes elipses de esfuerzos definida por la orientación y magnitud relativa de los tres esfuerzos principales ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$). Las mediciones de fallas en el campo permitieron definir 86 estaciones compuestas de $N \geq 10$ datos de fallas. Las tablas 4, 5 y 6 muestran los resultados de cada estación en cada dominio estructural. La inversión se realizó utilizando el software Win-Tensor (Delvaux; 2003). En los anexos A.II.3 se encuentra el archivo con los parámetros obtenidos durante la inversión. Los resultados obtenidos muestran tensores de esfuerzos propios de regímenes compresivos activos en gran parte de la zona de estudio hasta al menos el Mioceno medio a tardío, y posteriormente, campos de esfuerzos asociados a transcurrencia comienza a aparecer mayoritariamente en las áreas que delimitan la transición en el plateau y las áreas externas que delimitan su borde, correspondientes a la Cordillera Frontal, el norte de Famatina y las Sierras Pampeanas. Los resultados mostrados en este capítulo fueron presentados en Quiroga et al. (2022a).

2. Resultados

2.1 Estructuras mesoscópicas y tensores de esfuerzo en la Franja de Maricunga y Valle Ancho

En el Franja de Maricunga, la deformación de primer orden está caracterizada por fallas inversas con dirección N-S a NE-SO que afectan rocas de edad miocena inferior, cuyas dataciones permitan estimar una edad de deformación posterior a los ~21 Ma (Mpodozis et al., 2018) (Fig. 35). Las rocas más jóvenes no afectadas por estas fallas inversas fueron datadas en aproximadamente 13 Ma (muestra T453). Las fallas transcurrentes, de escalas kilométricas y mesoscópicas afectan a todos los afloramientos y se caracterizan por un rumbo predominante NO-SE y una cinemática sinistral y, menos frecuentemente, por un rumbo NNE-SSO con una cinemática dextral (Fig. 36A y B). En el área de Valle Ancho, la relación temporal entre las estructuras contraccionales y transcurrentes es similar. Los depósitos volcánicos del Mioceno tardío al Pleistoceno no se ven afectados por la deformación contraccional, tanto a escala regional como a mesoescala. Sin embargo, se reconoce una importante predominancia de estructuras rectilíneas, de alto ángulo, y de orientación E-O y NO-SE. Las fallas de orientación NO-SE corresponden a fallas transcurrentes de cinemática predominantemente siniestrales, evidenciadas mayormente por los desplazamientos métricos que afectan a coladas de lava andesítico-basálticas provenientes de los centros volcánicos allí desarrollados. Las observaciones de campo permiten reconocer que estas estructuras afectan a las fallas inversas y a los pliegues (Fig. 37A, C y E). Las fallas normales son escasas, y en general afectan a depósitos volcánicos del Pleistoceno Superior, pero con una importante componente transcurrente (Fig. 37B y D).

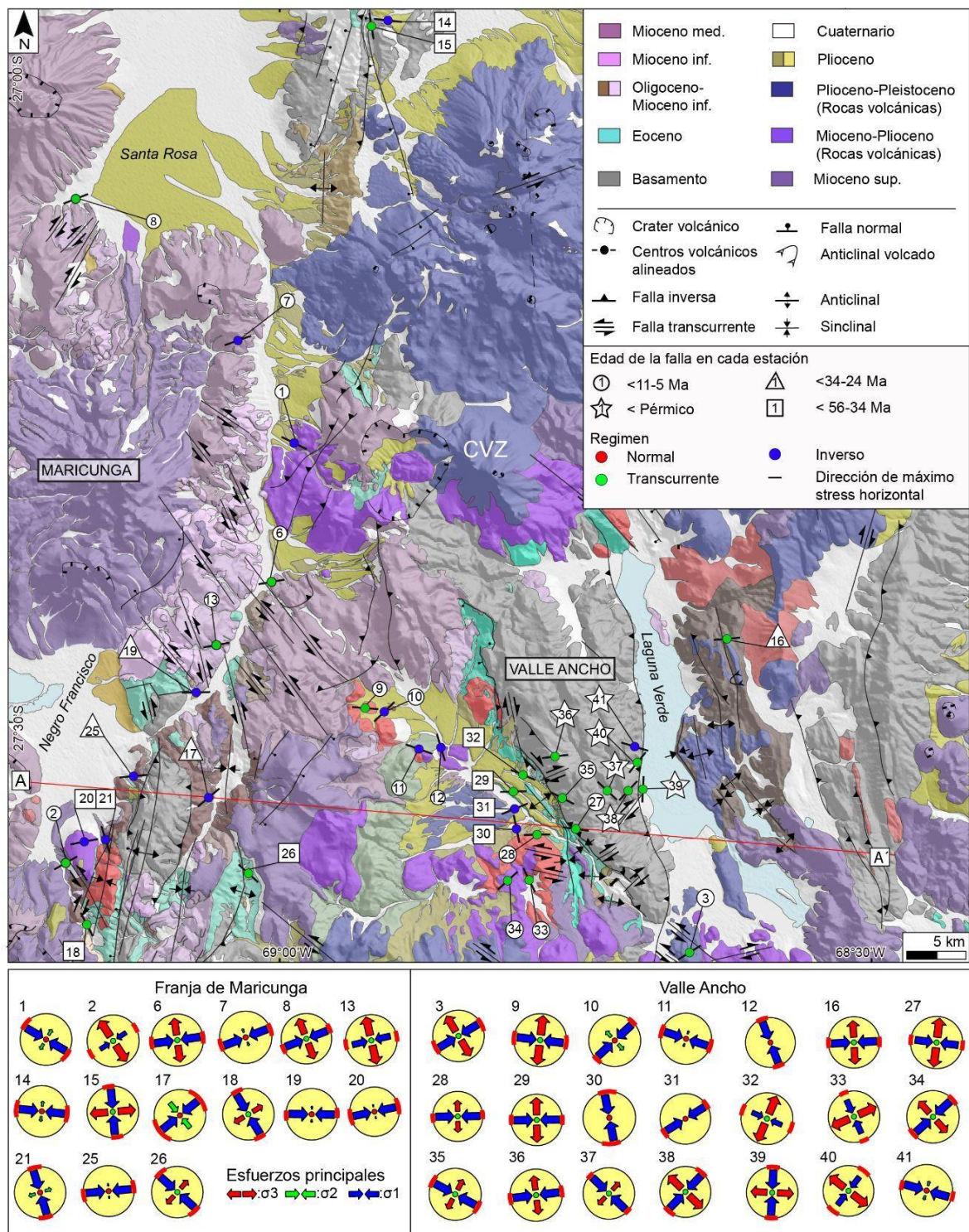


Figura 35. Mapa geológico de las zonas de Maricunga y Valle Ancho. Los tensores de esfuerzos se obtuvieron a partir de la inversión de datos de deslizamiento de fallas a mesoescala. Se identificaron soluciones de esfuerzos de fallamiento inversos y transcurrentes en rocas desde el Eoceno hasta el Mioceno tardío, pero en rocas más jóvenes solo se obtuvieron tensores de régimen transcurrente.

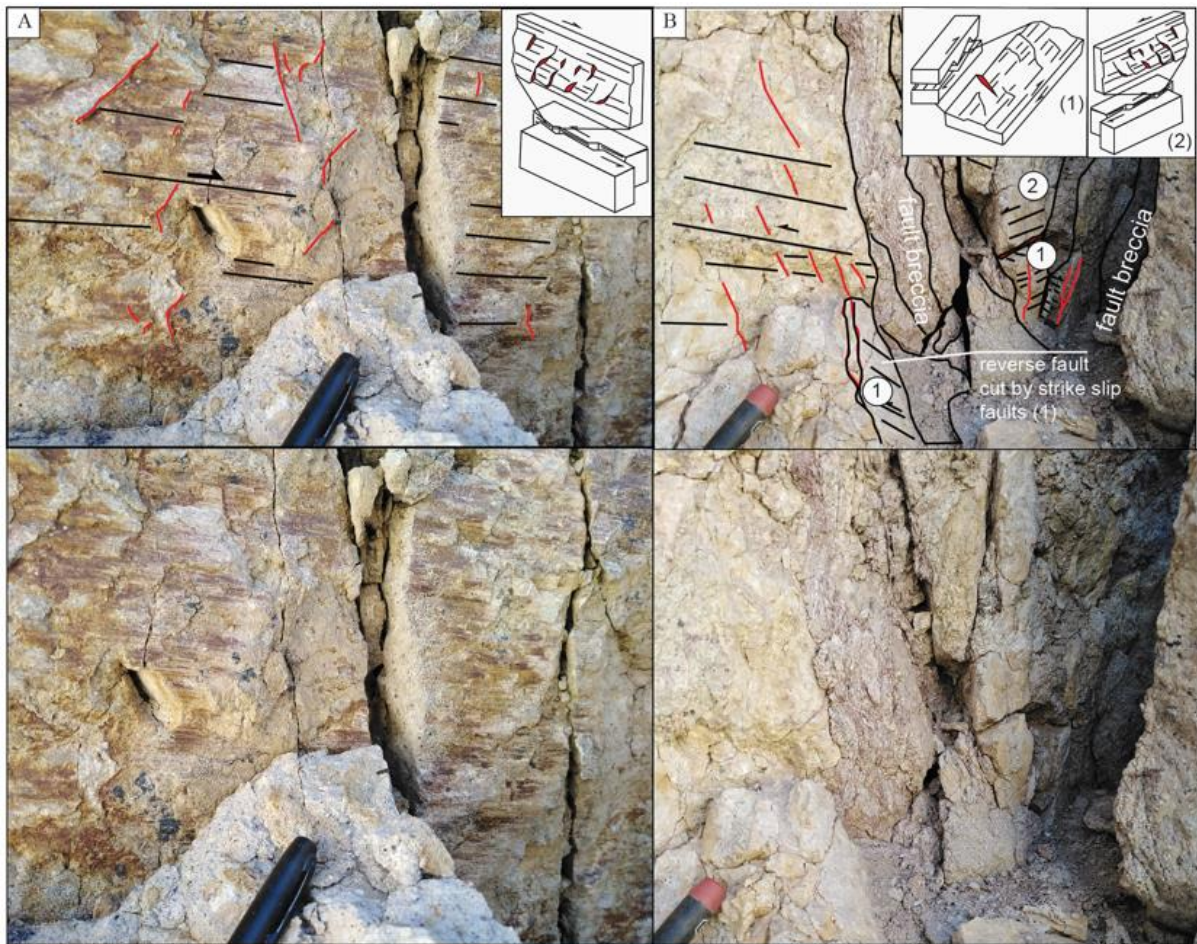


Figura 36. Areniscas del Eoceno tardío-Oligoceno temprano expuestas en el área de Maricunga, Chile. A) Indicadores cinemáticos de fallas transcurrentes sinestrales desarrollado en fibras de crecimiento. B) Relación de corte entre fallas inversas y transcurrentes. Nótese como las fallas inversas se ven afectadas por las estructuras de rumbo.

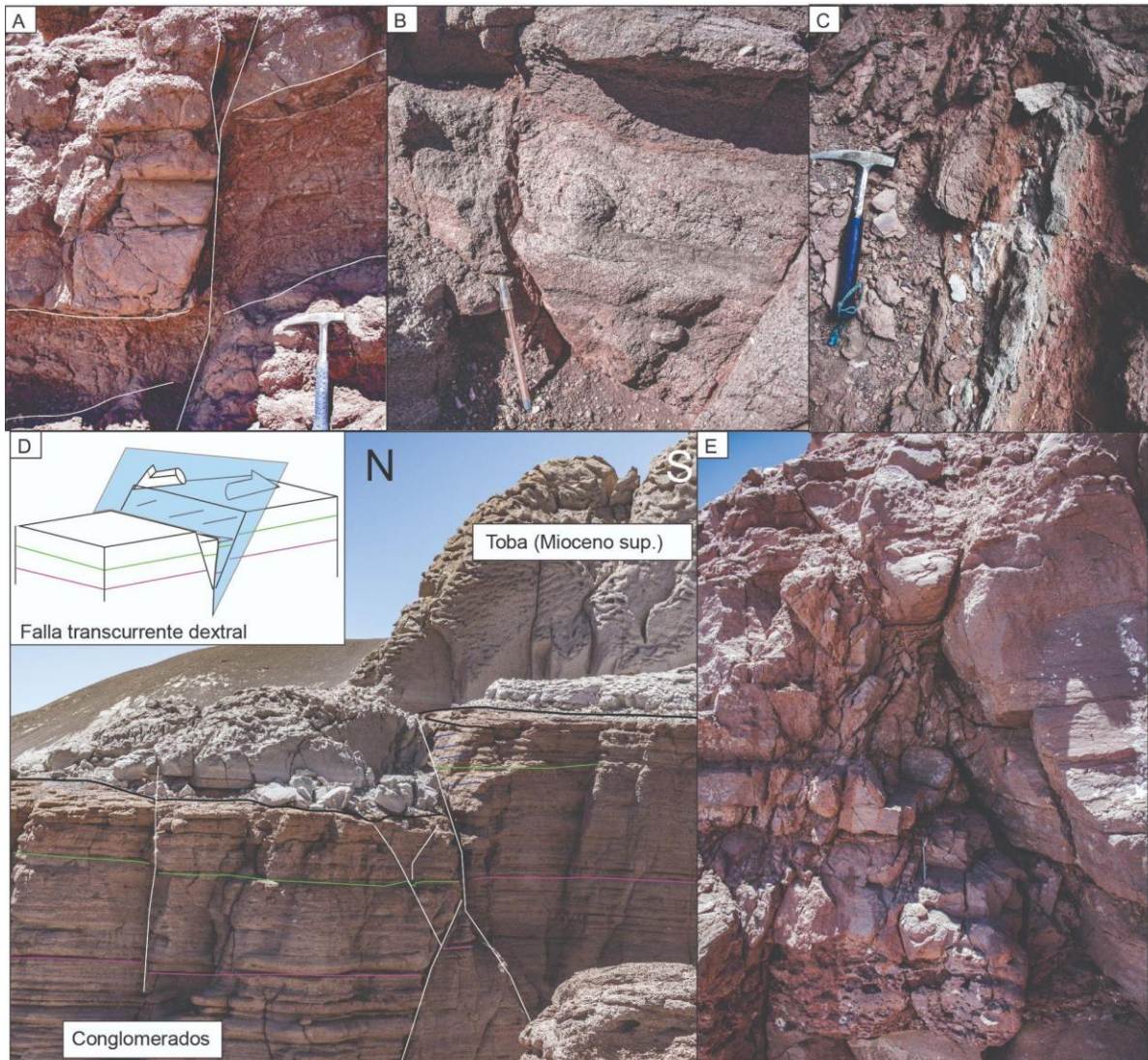


Figura 37. Areniscas del Eoceno tardío-Oligoceno temprano y tobas del Mioceno tardío expuestas en Valle Ancho, Argentina. A) Indicadores cinemáticos de fallas oblicuas, transcurrentes, de movimiento sinistral con una componente normal, afectando rocas del Eoceno tardío-Oligoceno temprano. B) Falla normal afectando rocas eocenas. C) Fallas transcurrentes afectando los limbos de pliegues en sedimentos clásticos y evaporíticos de los estratos Laguna Verde (Oligoceno tardío). D) Fallas oblicuas afectando rocas epiclásticas y tobas del Mioceno tardío. E) Sistema de fallas conjugadas recurrentemente observadas en el área de Valle Ancho.

El análisis dinámico de los paleoesfuerzos en ~580 fallas mesoscópicas dió como resultado 36 soluciones de paleoesfuerzos cuyas edades, de acuerdo a la edad de las rocas que afecta y sus relaciones de corte, están en el rango Oligoceno tardío al Plioceno (Tabla 4). Estos resultados se correlacionan con la cronología de la deformación regional, en donde estructuras contraccionales estuvieron activas antes de las estructuras transcurrentes. La figura 35 muestra un mapa con la orientación de los ejes principales de esfuerzos obtenidos. Estos tensores se

obtuvieron a partir de familias homogéneas con un bajo ángulo de dispersión (ver material suplementario A.II.3, donde $\alpha < 30^\circ$) y una baja desviación con respecto a la orientación de los ejes principales de esfuerzo.

En este sector, se identificaron tres tipos de tensores de paleoesfuerzos. El primero se obtuvo en rocas del Paleozoico ($R' = 2,26$, tensor 41) y rocas volcánicas de edades comprendidas entre el Eoceno tardío y el Oligoceno, rocas del Oligoceno tardío, y entre el Mioceno medio a superior, y definen un régimen de compresivo ($2.23 < R' < 3.0$, tensores 14 y 25), un régimen transcurrente a compresivo ($1.66 < R' < 2.8$, tensores 31, 17, 19 y 20), y un régimen compresivo ($2.16 < R' < 2.33$, tensores 11, 7 y 1) respectivamente. La orientación promedio del eje de esfuerzo máximo, σ_1 , para estos tensores corresponde a una dirección ~E-O ($262,6^\circ$). El segundo grupo (tensores 10, 12, 21, 30, 39, 15, 18 y 33) obtenido a partir de rocas del Paleozoico superior al Mioceno superior, da lugar a un régimen de tipo transcurrente ($1.24 < R' < 2.47$), y la orientación de σ_1 es ~N-S ($178,5^\circ$). El tercer resultado (tensores 2, 3, 6, 8, 9, 13, 16, 26, 27, 28, 29, 32, 34, 37, 38, 40, 35 y 36), se obtiene de estructuras mesoscópicas asociadas a un sistema de fallas con orientación NO-SE que ha afectado a rocas del Paleozoico al Pleistoceno, y muestra un régimen transcurrente ($R' 1.23 < R' < 1.96$) con una orientación E-O para σ_1 , con variaciones locales de orientación ENE-WSW ($267,4^\circ$).

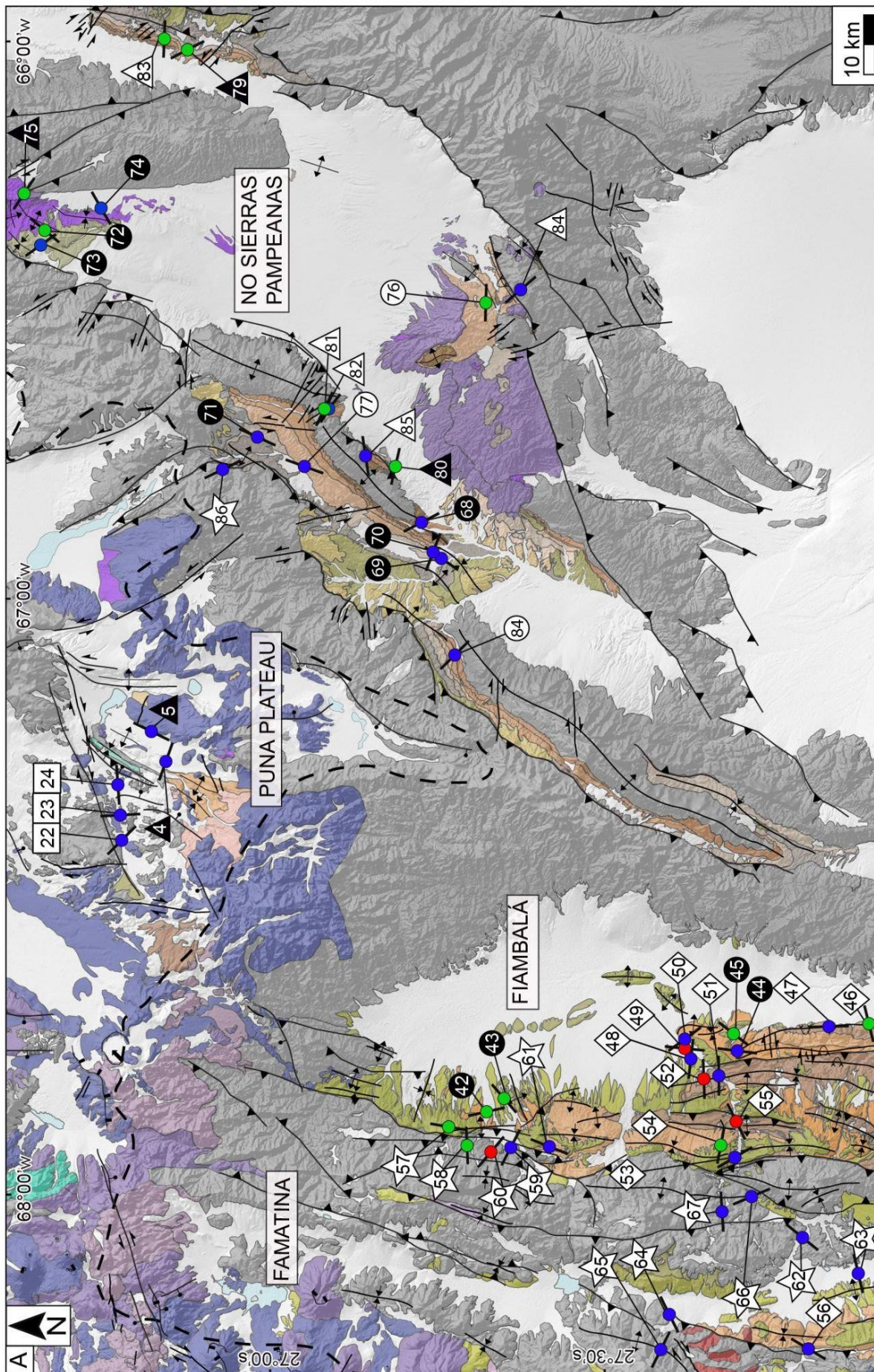
Tabla 4. Cálculo de paleoesfuerzos para el área de Maricunga y Valle Ancho.

Ubicación		Parámetros									Temporalidad del tensor (T)	
Lat (s)	Long (w)	N	σ_1	σ_2	σ_3	R	R'	α	Q	Reg	Edad	Referencia
27°16'48.08"S	68°58'39.83"O	10	19/299	25/200	58/062	0.16	2.16	9.7	C	TF	T<5.6±0.3	Naranjo et al., 2020
27°36'20.28"S	69°10'10.71"O	8	30/057	60/242	02/148	0.93	1.07	5.6	D	SS	T<5.6±2.5	Mpodozis et al., 1995
27°40'11.13"S	68°39'6.58"O	10	08/059	81/219	03/329	0.45	1.50	10.5	C	SS	< 6.5±0.5	Mpodozis & Kay, 2009
26°46'52.16"S	67°13'15.32"O	10	18/110	06/202	71/311	0.08	2.08	6.4	C	TF	T<9.22 ± 0.08	Zhou and Schoenbohm (2015)
		7	30/009	29/261	46/136	0.54	2.54	7.1	D	UF	T<9.22 ± 0.08	
27°23'35.26"S	68°59'57.52"O	18	07/262	82/113	04/353	0.38	1.62	9.2	C	SS	T<14.5±0.4	Naranjo et al., 2020
27°12'25.46"S	69° 1'43.89"O	8	01/069	37/338	53/161	0.3	2.3	9.8	D	TS	T< 14.8 ± 0.8	Mpodozis et al., 1995
27° 6'5.63"S	69° 9'19.36"O	18	06/070	83/285	04/160	0.39	1.61	14.1	C	SS	T<15,9 ± 0,7	Mpodozis et al., 1995
27°29'57.11"S	68°53'59.14"O	19	15/094	57/339	28/192	0.51	1.49	13.9	C	SS	< Middle Miocene	
		10	03/048	40/315	50/142	0.1	2.1	13.4	C	TS	< Middle Miocene	
27°30'53.49"S	68°52'26.46"O	9	27/106	07/013	62/269	0.33	2.33	16.4	D	TF	< Middle Miocene	
		11	08/157	40/060	49/257	0.47	2.47	14.8	C	TS	< Middle Miocene	
27°26'4.45"S	69° 2'24.10"O	17	23/255	66/092	06/348	0.69	1.31	12.4	C	SS	T<22.6 ± 1.1	Mpodozis et al., 1995
27° 0'9.50"S	68°56'19.71"O	13	00/096	20/006	70/186	0.23	2.23	10.9	C	TF	T<23.1±0.9	H_waelrith
		8	07/177	60/280	29/082	0.42	1.58	11.3	D	SS	T<23.1±0.9	H_waelrith
27°27'54.35"S	68°35'54.45"O	10	16/266	62/142	22/003	0.38	1.62	4.5	C	SS	T <L. Oligocene-M. Miocene(?)	Rubiolo et al., 2001
27°33'12.59"S	69° 3'32.23"O	26	05/233	02/323	85/071	0.81	2.81	11.7	C	TF	T<25,9±0.05	Mpodozis et al., 2020
27°37'39.37"S	69° 9'50.87"O	10	06/329	76/083	13/238	0.1	1.9	8.4	C	SS	T<27.1±0.4	Mpodozis et al., 2020
27°29'50.12"S	69° 4'46.27"O	12	08/092	12/184	76/328	0.34	2.34	14.8	C	TF	T<30,3±0.3	Mpodozis et al., 2020
27°34'41.02"S	69° 8'47.62"O	13	08/257	08/166	79/031	0.37	2.37	14.3	C	TF	T<30.4±0.5	Mpodozis et al., 2020
		10	03/344	30/252	59/078	0.15	2.15	13.7	C	TF	T<30.4±0.5	Mpodozis et al., 2020
26°43'39.54"S	67°14'3.37"O	14	02/317	16/047	74/221	0.1	2.1	6.7	C	TF	T<Eocene (?)	This Study
		13	05/175	07/266	81/053	0.48	2.48	10.7	C	TF	T<Eocene (?)	This Study
		8	10/261	38/163	50/004	0.17	2.17	14.1	D	TS	T<Eocene (?)	This Study
27°32'53.87"S	69° 7'40.75"O	10	08/089	25/182	64/343	0.57	2.57	10.2	C	TF	<T<-34-30.4±0.5	Mpodozis et al., 2020
27°35'52.72"S	69° 1'47.43"O	15	15/312	74/152	05/043	0.06	1.94	11	C	SS	T<-34	This Study
27°34'11.92"S	68°44'41.97"O	28	13/277	77/097	00/187	0.58	1.42	13.9	C	SS	T < 24,9±1,7	Gardweg et al., 1997
27°34'45.43"S	68°45'18.25"O	15	35/270	55/084	03/178	0.1	1.9	7	C	NS	T < 24,9±1,7	Gardweg et al., 1997
		30	02/270	76/006	14/180	0.41	1.59	10	C	SS	T < 24,9±1,7	Gardweg et al., 1997
27°34'2.50"S	68°45'56.17"O	10	28/162	26/056	50/291	0.36	2.36	7.4	C	TS	T < 24,9±1,7	Gardweg et al., 1997
		10	26/244	49/007	30/137	0.34	1.66	7	C	TS	T < 24,9±1,7	Gardweg et al., 1997
27°32'34.70"S	68°46'28.48"O	11	00/114	86/023	04/204	0.88	1.12	8.6	C	SS	T < 24,9±1,7	Gardweg et al., 1997
27°36'5.68"S	68°48'56.96"O	21	17/156	73/345	03/247	0.76	1.24	14.1	C	SS	T < 24,9±1,7	Gardweg et al., 1997
		9	05/049	84/252	02/139	0.31	1.69	14	D	SS	T < 24,9±1,7	Gardweg et al., 1997
27°33'53.99"S	68°44'47.59"O	12	04/299	84/064	05/208	0.1	1.9	12.6	C	SS	<Permian-Triassic	
27°32'7.59"S	68°45'46.97"O	24	06/083	81/315	07/174	0.24	1.76	12.1	C	SS		
		38	03/314	76/055	14/224	0.04	1.96	13.7	C	SS		
27°32'18.18"S	68°43'5.21"O	21	05/044	85/251	02/134	0.47	1.53	7.9	C	SS	<Permian-Triassic	Mpodozis et al., 1997
		10	15/001	54/248	31//100	0.35	1.65	17.5	D	TS		
		15	17/047	53/160	32/306	0.77	1.23	14	C	TS		
27°32'34.79"S	68°40'51.72"O	12	10/285	30/189	58/031	0.26	2.26	14.4	C	TF		

2.2 Estructuras mesoscópicas y tensores de esfuerzo en el Norte de Famatina y la cuenca de Fiambalá

Tanto en las rocas de basamento en Famatina como en las rocas neógenas expuestas en la parte central y norte de la cuenca de Fiambalá, las fallas inversas a múltiples escalas son las más predominantes (Figs. 38A y 39). Las estructuras a mesoescala son de orientaciones variables y han sido identificadas en rocas de las Formaciones Tambería y Guanchín (Fig. 39B, C y D). Cercano a las fallas de primer orden que define la arquitectura de esta faja plegada y corrida, el sistema de fallas Sierra de Narváez - Planchadas (SNPL) presenta un ancho de zona de daño de ~15 m, en donde las fallas identificadas tanto en el núcleo de la falla, como en la zona de daño y en áreas más distales son predominantemente inversas. Características similares se reconocieron en las fallas mayores dentro del dominio de la cuenca, las que corresponden a las fallas Fiambalá Occidental y Oriental (WWF y OFF, Figs. 39A y B). Sin embargo, en las escasas zonas en donde las rocas de ambas unidades neógenas se preservan con menor grado de plegamiento, las fallas son de menor escala, centimétricas, y de orientación principal N-S, NE-SO y NO-SE (Fig. 39D). Fallas transcurrentes afectan a las fallas inversas y los anticlinales, siendo más recurrentes observarlas hacia la parte norte de la cuenca (Fig. 39 C y D). En alguna de ellas se logran desarrollar estructuras tipo flor positiva, sugiriendo una componente inversa adicional a su movimiento (Fig. 39 E).

Figura 38 (Página siguiente). A) Mapa geológico del límite sureste de la Puna, Famatina Norte y las Sierras Pampeanas. B) Inversión de esfuerzos obtenida a partir de mediciones de falla publicadas por Quiroga et al. (2021) en rocas del Paleozoico al Plioceno. Se obtuvieron tensores que muestran tanto regímenes compresivos como transcurrentes.



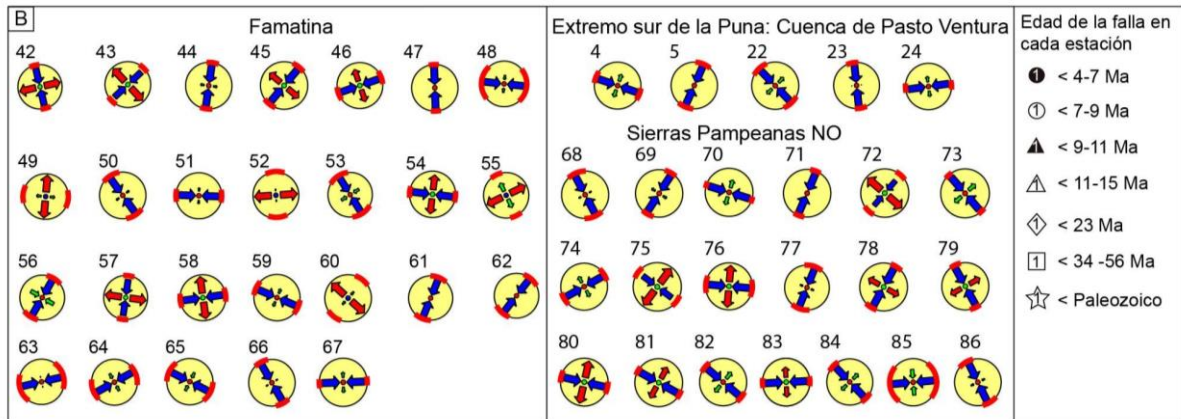


Figura 39. Zona de daño de las fallas: A) Fiambalá occidental (WFF), y B) Fiambalá oriental (OFF). C) Clasto desplazado por fallas inversas, las que a su vez se encuentran afectadas por fallas transcurrentes. D) Niveles estratificados de la Formación Tambería inclinando hacia el O, formando parte de un anticlinal y afectados a su vez por estructuras transcurrentes. E) Fallas de alto ángulo formando una estructura en flor positiva en rocas de la Formación Tambería.

En esta zona se obtuvieron cinco tipos de tensores de esfuerzos (Fig. 38B y Tabla 5). Dos se obtuvieron a partir de fallas que afectan a rocas del Paleozoico tardío, expuestas cerca

de fallas regionales que afectan a secuencias del Mio-Plioceno (tensores 58, 59, 63, 64, 65, 67 y 62, 66, 61, 60, 57, Fig. 38). Por un lado, una serie de tensores de paleoesfuerzo indican un régimen transcurrente a compresivo puro ($1.52 < R' < 2.67$) con una orientación del σ_1 hacia el E-O ($89,7^\circ$), mientras que un sitio sugiere un régimen de esfuerzos normal ($R'=0.73$, sitio 60). El resto de los resultados corresponden a tensores que indican un régimen tectónico transcurrente variando a compresión ($0.73 < R' < 2.56$) con una σ_1 de orientación N-S ($187,5^\circ$).

En la cuenca de Fiambalá, las fallas medidas en rocas del Mioceno registran dos tipos de tensores (54, 51, 46, 48, y 50, 56, 53, 47, Tabla 5). El primero corresponde a tensores que indican un régimen transcurrente a compresión pura ($1.63 < R' < 2.63$) con un σ_1 de orientación E-O ($270,7^\circ$). El segundo indica un régimen tectónico transcurrente a compresión ($1.49 < R' < 2.78$) con una orientación N-S de σ_1 (351°). Por otro lado, los tensores obtenidos en las rocas del Plioceno (tensores 42, 43, 44 y 45, Fig. 38) indican un régimen tectónico transcurrente puro a transpresivo ($1.38 < R' < 2.28$), con un σ_1 de orientación N-S ($200,3^\circ$). En estas rocas no se identificaron fallas inversas. Localmente, 3 estaciones presentan un tensor de esfuerzos que sugiere un régimen normal (49, 52 y 55, Fig. 38).

Tabla 5. Cálculo de paleoesfuerzos para el área de Famatina y cuenca de Fiambalá.

Ubicación		Parámetros									Temporalidad del tensor (T)	
Lat (s)	Long (w)	N	σ_1	σ_2	σ_3	R	R'	α	Q	Reg	Edad	Referencia
27°21'50.98"S	67°51'49.15"O	15	18/168	72/353	02/258	0.55	1.45	10.7	C	SS	< 4.0±0.09-5.9±0.2	Schoenbohm et al. (2015) and others (1)
		11	01/047	81/145	09/317	0.62	1.38	11.4	C	SS		
27°39'42.61"S	67°45'56.23"O	11	14/189	03/098	75/355	0.28	2.28	11.7	C	TF		
		7	30/037	57/245	13/135	0.32	1.68	12.7	D	SS		
27°54'59.94"S	67°41'25.05"O	25	31/073	57/229	11/337	0.23	1.77	12.6	C	SS	< 6.20±.33-23.9±2.1	Deri et al. (2019) and others (2)
27°51'37.90"S	67°41'13.85"O	9	04/180	49/274	41/086	0.51	1.49	15.7	D	TS		
27°39'59.66"S	67°45'48.21"O	15	28/278	01/009	62/100	0.63	2.63	11.9	C	TF		
		13	77/278	13/095	01/185	0.36	0.36	14.6	C	NF		
27°40'33.99"S	67°46'37.75"O	12	25/321	19/221	58/098	0.31	2.31	6.9	C	TF		
		22	17/275	14/009	67/137	0.3	2.3	13.7	C	TF		
27°41'55.38"S	67°55'44.92"O	12	76/029	11/172	08/264	0.45	0.45	6.2	C	NF		
		26	02/328	01/238	88/131	0.69	2.69	12.5	C	TF		
27°42'1.28"S	67°52'38.59"O	11	31/276	59/107	05/009	0.37	1.63	13.4	C	SS		
		12	56/146	30/353	13/255	0.23	0.23	12.9	C	NF		
27°48'10.33"S	68°12'35.35"O	12	07/215	16/307	72/103	0.78	2.78	13.7	C	TF		
27°18'39.43"S	67°53'19.54"O	11	01/189	80/285	10/098	0.59	1.41	8.1	C	SS	< 484.6±5.3	Safipour et al. (2015)
27°22'18.44"S	67°55'8.05"O	10	34/075	51/289	17/177	0.48	1.52	11.9	C	NS		
		17	30/296	12/034	57/143	0.22	2.22	13.6	C	TF		
27°22'50.95"S	67°54'24.37"O	12	81/159	04/042	08/312	0.73	0.73	7.6	C	NF		
		8	21/030	35/136	48/276	0.48	2.48	12.1	D	TS		
27°47'45.60"S	68°3'11.85"O	10	28/208	28/102	48/335	0.43	2.43	9.6	C	TS		
27°56'9.66"S	68°4'19.43"O	11	28/079	02/170	62/263	0.53	2.53	12.8	C	TF		
		16	19/050	19/313	62/181	0.66	2.66	10.1	C	TF		
27°37'29.57"S	68°13'53.96"O	13	18/129	31/230	53/013	0.67	2.67	9.3	C	TS		
27°42'14.77"S	67°57'29.40"O	21	07/149	09/058	79/276	0.56	2.56	14.2	C	TF		
		11	10/089	08/180	77/307	0.19	2.19	9.8	C	TF		

2.3 Estructuras mesoscópicas y tensores de esfuerzo en el sur del Plateau Andino: La cuenca de Pasto Ventura

En el área occidental de la cuenca de Pasto Ventura, se reconoce un sistema de fallas transcurrentes que cortan tanto a fallas inversas y pliegues anticlinales y sinclinales desarrollados en rocas del Eoceno, como a rocas del Mioceno-Plioceno (Fig. 40). En esta área, fallas normales previamente reportadas (Zhou et al., 2013; 2016; Zhou y Schoenbohm, 2015; Tye et al., 2022; McMillan et al., 2022) no fueron reconocidas durante las mediciones en el campo.

Los resultados del análisis de paleoesfuerzo se muestran en la Figura 38 y en la Tabla 4. En este sector del plateau, se obtuvieron tensores de esfuerzo en rocas del Eoceno tardío y del Mioceno tardío, reconociéndose dos tipos de tensores de paleoesfuerzos. Un conjunto de tensores obtenidos en rocas del Eoceno (tensores 4 y 24) muestran un régimen tectónico compresivo ($2.08 < R' < 2.17$), con una orientación E-O del σ_1 ($95,2^\circ$). El otro tipo (tensores 5, 23 y 22) se obtuvo en rocas del Mioceno medio a tardío e indican un régimen tectónico compresivo ($2.1 < R' < 2.54$) con una orientación N-S del σ_1 ($346,2^\circ$).

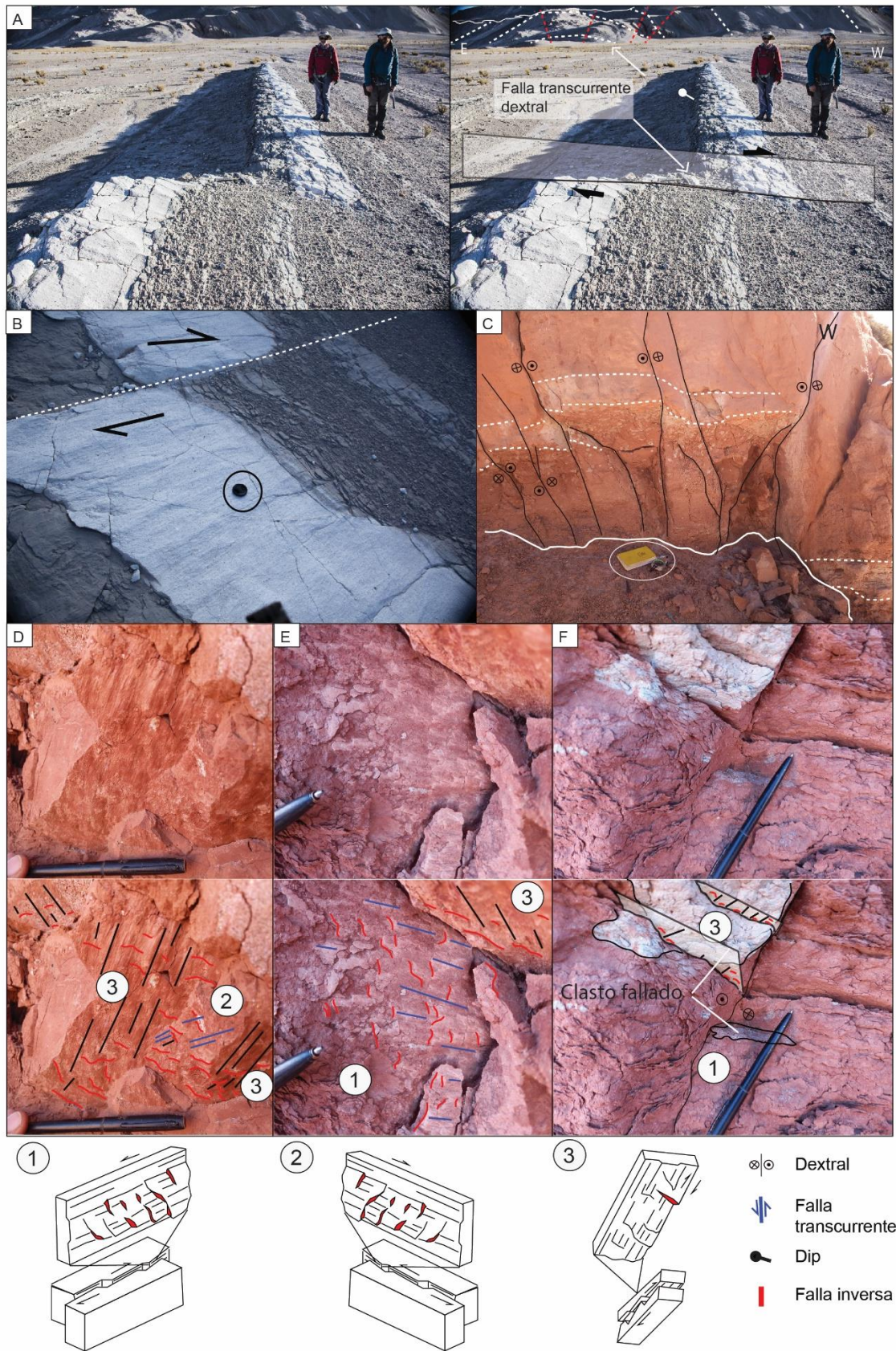


Figura 40. A) Rocas del Mioceno tardío plegadas y fallas inversamente, y afectadas por estructuras transcurrentes. B) Detalle del desplazamiento de las estructuras transcurrentes, con movimientos observado < 1m. C) Rocas Eocenas afectadas por fallas transcurrentes. D) y E) muestran en distintos sectores que las estructuras inversas son generalmente desplazadas por las fallas transcurrentes. F) Ejemplo de un clasto como

indicador de la deformación observada y la temporalidad asociada a cada una de las estructuras observadas en D) y E).

2.4 Estructuras mesoscópicas y tensores de esfuerzo en Sierras Pampeanas

En las Sierras Pampeanas noroccidentales, las rocas están afectadas principalmente por fallas inversas (Fig. 41A, B y C) y de rumbo (Fig. 41D). Las fallas inversas se pueden reconocer en rocas de todas las unidades, es decir desde el Mioceno inferior al Plioceno, mientras que las estructuras de rumbo son más predominantes en rocas de la Formación Andalhualá y Corral Quemado (Mioceno tardío-Plioceno), en especial aquellas que afloran cercano a las fallas que delimitan el borde de la Puna (Falla C-P, Capítulo II). En este sector se pueden reconocer un grupo de fallas inversas que no tienen evidencias de ser afectadas por las estructuras transcurrentes, mientras que otro grupo sí están afectadas, en especial aquellas que fueron medidas en el borde con el plateau. Estas estructuras crecen en extensión (~ 500 - 1000 m) en zonas cercanas al borde del plateau, y presentan orientaciones que varían siguiendo el límite que forma con la Puna (Fig. 38). Considerando a las discordancias angulares entre las Formaciones Hualfín y Las Arcas, y entre las Formaciones Andalhualá y Corral Quemado, las cuales registrarían dos pulsos de deformación discretos y separados en el tiempo, la relación de corte entre las estructuras transcurrentes y las fallas inversas estarían asociadas al segundo pulso de deformación entre las rocas de las Formaciones Andalhualá y Corral Quemado.

Se reconocieron tres tipos principales de tensores de esfuerzos (Fig. 38 y Tabla 6). El primer tensor se obtuvo en fallas que afectan a las rocas del Mioceno medio al Plioceno temprano (tensores 68, 70, 73, 82, 84, 85 y 80, Fig. 38), que indican un régimen tectónico transcurrente a compresivo puro ($1.55 < R' < 2.75$) con σ_1 orientado en la dirección NO-SE (123°). El segundo tipo (tensores 86, 69, 71, 74, 77, Fig. 38) corresponde a tensores de paleoesfuerzos obtenidos de fallas que afectan a rocas del Mioceno tardío y del Plioceno temprano. Estos tensores sugieren un régimen tectónico de compresivo a compresivo puro ($1.87 < R' < 2.59$) con una orientación ~NNE-SSO de σ_1 ($23,8^\circ$). Finalmente, el tercer tipo se obtiene de las fallas que afectan a las rocas del Mioceno medio-Plioceno temprano (tensores 81, 79, 78, 76, 75, 72, Fig. 7), indicando un régimen transcurrente ($1.2 < R' < 1.81$) con σ_1 orientado al NO-SE (303°).



Figura 41. A) y B) Deformación contráctil que afecta a las secuencias de la Fm. Andalhualá. (C) Indicadores cinemáticos que muestran el deslizamiento inverso en las fallas de meso-escala que afectan a las secuencias de la Fm. Hualfín. D) Indicadores cinemáticos que muestran fallas de meso-escala transcurrentes que afectan a las secuencias de la Fm. Andalhualá. Este tipo de fallas afectan a fallas inversas, mientras otras fallas inversas afectan todas las estructuras.

Tabla 6. Resultados del cálculo de paleofuerzos para el área de las Sierras Pampeanas.

Ubicación		Parámetros									Temporalidad del tensor (T)	
Lat (s)	Long (w)	N	σ_1	σ_2	σ_3	R	R'	α	Q	Reg	Edad	Referencia
27°13'23.26"S	66°50'43.66"O	15	20/144	18/047	62/279	0.57	2.57	9.8	C	TF	< 7.4±0.02 - 4.72±0.08	Bonini et al., (2017) and others (3)
27°14'59.78"S	66°52'46.30"O	12	08/033	12/301	75/157	0.26	2.26	13.7	C	TF		
26°56'39.63"S	66°43'38.04"O	8	19/288	12/194	67/073	0.04	2.04	10.9	D	TF		
26°35'45.50"S	66°20'47.03"O	12	03/024	47/116	42/291	0.13	1.87	11.5	C	TS		
26°43'4.02"S	66°20'30.73"O	20	03/041	83/288	07/132	0.8	1.2	9	C	SS		
27°19'10.61"S	66°25'59.57"O	11	01/140	11/050	79/235	0.01	2.01	9.7	C	TF	< 9.14±0.09 - 7.14±0.02	Bossi et al. (1997) Sasso et al. (1997)
27° 1'25.90"S	66°45'49.12"O	10	05/061	32/154	58/324	0.11	2.11	14.4	C	TF		
26°36'39.19"S	66°18'24.86"O	11	14/309	74/100	07/217	0.7	1.3	5.9	C	SS		
27° 14'3.26"S	67° 1'15.10"O	14	20/278	63/055	17/182	0.44	1.56	11.2	C	SS		
26°46'2.93"S	66° 1'54.98"O	11	14/331	53/221	34/070	0.19	1.81	9.5	C	TS	< 10.7 -9.3	Latorre et al. (1997) Caelles et al. (1971)
27° 9'22.63"S	66°45'4.45"O	13	37/280	52/116	08/016	0.45	1.55	13.1	C	NS	< ~ 11- 9.14±0.09	Da Poian et al. (2015) and others (4)
27° 3'33.46"S	66°39'15.31"O	11	15/119	74/326	07/211	0.22	1.78	9.8	C	SS	< ~15-11	Da Poian et al. (2015)
26°45'44.84"S	66° 2'15.53"O	8	17/311	17/216	66/083	0.03	2.03	11.3	D	TF		
27°19'34.13"S	66°25'53.56"O	17	04/087	73/345	17/178	0.09	1.91	14.2	C	SS		
27° 9'16.59"S	66°45'33.37"O	11	06/317	02/047	84/158	0.09	2.09	11.3	C	TF		
26°53'27.95"S	66°44'40.90"O	18	26/113	11/208	62/319	0.75	2.75	12.3	C	TF	< L. Paleozoic	Safipour et al. (2015) and others (5)
26°53'27.95"S	66°44'40.90"O	17	03/335	01/065	87/169	0.59	2.59	13.8	C	TF		

3. Conclusiones parciales

En este capítulo se presentaron la reconstrucción de paleoesfuerzos como parte del análisis dinámico de la deformación documentada en el área de estudio, con el objetivo de comprender los distintos campos de esfuerzos que imperaron durante la generación de dicha deformación. Este análisis consistió en la caracterización de los tensores de esfuerzo determinando la orientación y magnitud relativa de los esfuerzos principales. Para ello se utilizaron datos de fallas a meso-escala orientadas en la mayor cantidad de orientaciones posibles. En ellas se midieron la orientación e inclinación de los planos, junto con la dirección y sentido de movimiento de la falla.

El análisis se realizó en el software Win-Tensor (Delvaux, 2003) para modelar el tensor de esfuerzos y obtener los parámetros dinámicos (σ_1 , σ_2 , σ_3 y R'). Los tensores calculados fueron obtenidos principalmente en rocas del Paleógeno tardío al Neógeno, y en rocas del Paleozoico, teniendo la precaución de medir en estructuras en fallas mayores que las ponen en contacto con secuencias más jóvenes, de interés para este trabajo. Aproximadamente 880 estructuras fueron medidas en 86 estaciones, ubicadas tanto en zonas de falla regionales, como en sectores con menor grado de plegamiento o escasa deformación.

Los resultados de la inversión de esfuerzos muestran campos de esfuerzos asociados a regímenes tectónicos transcurrentes puro ($R' = 1.50$), transicionales a transtensión ($R' < 1.25$) y a transpresión ($1.75 < R' < 2.25$), y regímenes compresivos ($2.25 < R'$). El máximo esfuerzo horizontal calculado corresponde al eje principal de stress máximo σ_1 el cual presenta, generalmente, orientaciones E-O, N-S y NO-SE bajo los regímenes descritos en el punto anterior. Temporalmente, en base a las relaciones de corte entre las fallas observadas, y la edad de la roca afectada, los regímenes transcurrentes se superponen sobre los compresivos en distintos sectores de la zona de estudio.

Escasos resultados muestran soluciones asociadas a extensión, sino más bien a transtensión.

Capítulo IV

Deformación cuaternaria

1. Introducción

Estudios que documenten la existencia de actividad neotectónica, rasgos neotectónicos o expresiones en superficie que lo sugieran son escasos en la zona de estudio, mayormente enfocados en la parte norte de la cuenca de Fiambalá (Ratto et al., 2013) y en las Sierras Pampeanas (Casa, 2013, <https://sigam.segemar.gov.ar/visor/>), e inexistentes en la zona más occidental en las áreas de Valle Ancho y Famatina norte.

Durante el trabajo de campo, se observaron depósitos fluvio-aluviales no consolidados y sucesiones volcánicas pliocenas y pleistocenas que presentan rasgos que podrían ser indicadores de deformación tectónica reciente. La actividad sísmica registrada muestra eventos a lo largo del borde austral plateau que van desde los 150 a 15 km de profundidad (USGS: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>"; Mulcahy et al., 2014). Esto podría indicar que dicho sector no está del todo tectónicamente inactivo.

Lo anteriormente expuesto sugiere que el área de estudio es de gran interés para aplicar metodologías que permitan identificar y cuantificar rasgos en la superficie que estén posiblemente relacionado con actividad cuaternaria de fallas previamente estudiadas y también analizadas cinemática-mecánicamente en este estudio.

De esta manera, el presente capítulo se centra en el estudio de las evidencias de deformación reciente y busca contribuir con una caracterización geométrica de las superficies asociadas a esta deformación en el límite austral del Plateau Andino (Fig. 42.A). Dicha caracterización contribuye a la delimitación de la etapa de deformación más joven y a la reconstrucción de la variación espacio - temporal de la deformación y campos de esfuerzo. Los resultados aquí mostrados básicamente consisten en mapas de detalle 1:15.000, evidencias de campo y reconocimiento de estructuras que afectan a depósitos cuaternarios. Detectar marcadores geomorfológicos asociados a deformación en depósitos no consolidados ayuda a determinar la presencia de estructuras activas o con actividad tectónica reciente (Bull, 2007; Burbank, D. & Anderson, 2011), por lo tanto, se realiza además una caracterización de los rasgos topográficos a través de la construcción de mapas de gradiente, mapas de aspecto y perfiles de elevación. Los rasgos geomórficos cuaternarios se analizaron a través de 3 modelos de elevación digital de alta resolución (HRDEM) obtenidos en el sector de Valle Ancho (Fig. 42.B), en Famatina (valle de Chaschuil) (Fig. 42.C) y en las Sierras Pampeanas noroccidentales (Fig. 42.D). Los modelos de elevación digital utilizados fueron obtenidos a través de los procesamientos de fotografías aéreas, utilizando la técnica “*structure from motion*” (SfM, ver Capítulo Metodologías).

En general el término *neotectónica* es utilizado para la deformación que involucre depósitos de edad pleistocena y holocena, considerando entonces toda evidencia de deformación que pueda acotarse al Cuaternario, aunque puede tener extensiones hacia depósitos más antiguo que este periodo dependiendo de los alcances del estudio (como lo sugieren Costa et al., 1999 y 2006). Debido a la poca información geocronológica disponible para depósitos cuaternarios, es posible extender la clasificación de deformación cuaternaria para depósitos del Plioceno tardío-Pleistoceno temprano que están cubriendo a sucesiones pertenecientes a la Formación Punaschotter y Formación Corral Quemado, de edad Plioceno medio a tardío, identificadas en las áreas de Chaschuil (Famatina) y Cuenca del Arenal (Sierras Pampeanas). Considerando que el foco principal es el estudio de la deformación cuaternaria, el *basamento* corresponderá en este capítulo a todas las sucesiones y rocas de edad pre-pliocenas.

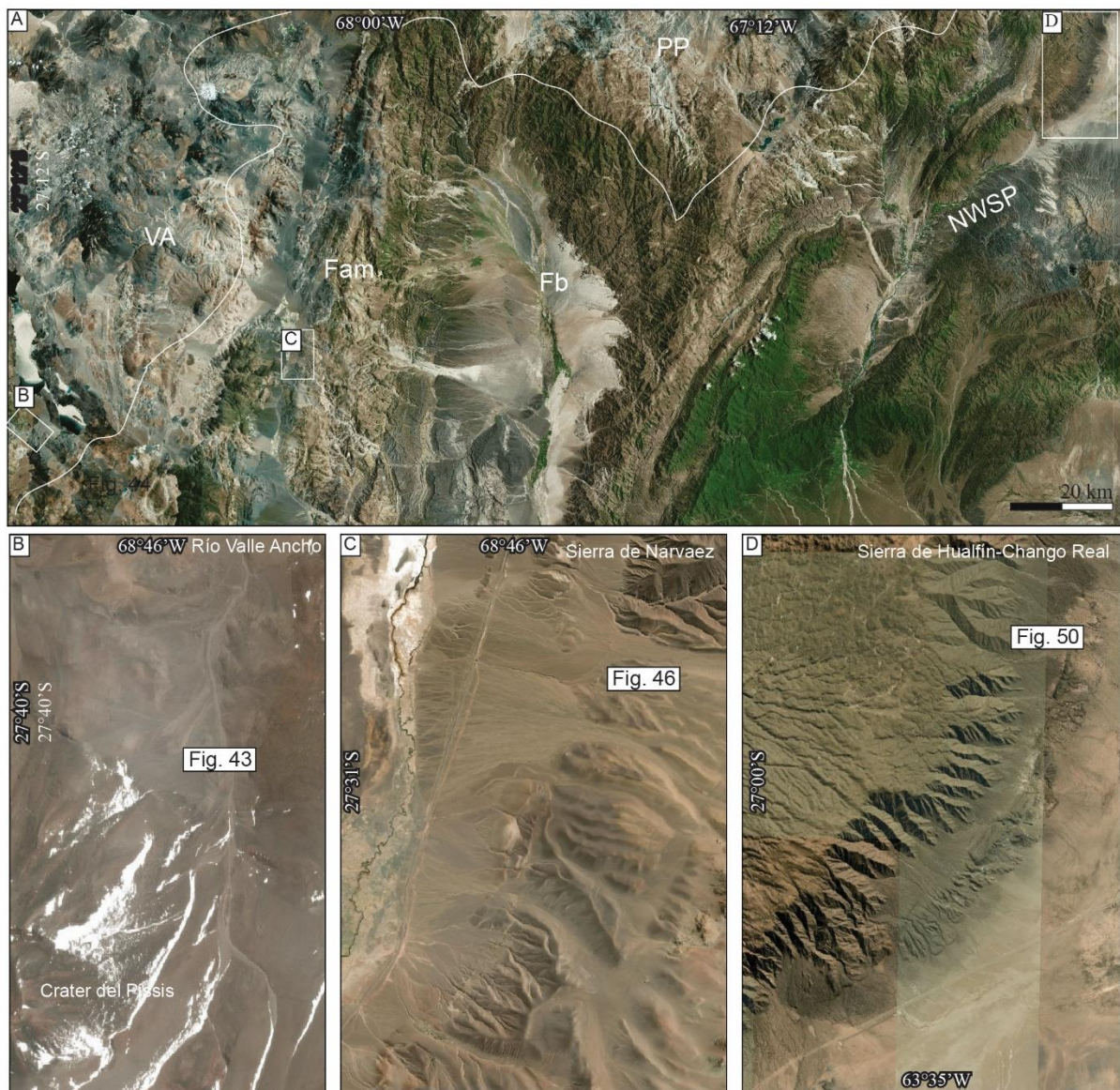


Figura 42. A) Imagen satelital mostrando el área que involucra este estudio, con la ubicación de las zonas en las que se realizaron los vuelos UAV para la generación de los DEM: B) Valle Ancho, en la ladera nororiental del volcán Pissis, C) Valle de Chaschuil, D) Ladera oriental de la Sierra de Hualfín-Chango Real. VA: Valle Ancho, Fam: Famatina, Fb: Fiambalá, PP: Puna plateau, NWSP: Sierras Pampeanas noroccidentales.

2. Resultados

2.1 Valle Ancho

Depósitos asociados a flujos volcánicos y a domos andesíticos a dacíticos emplazados en la ladera nororiental del complejo volcánico del Pissis, presentan edades entre 3.5 y 5.0 Ma y están cubiertas por depósitos aluvio-coluviales acumulados en la parte baja de la ladera del centro volcánico, caracterizado por brechas gruesas monomíticas con escasos niveles laminados (Fig. 43A). Tanto las lavas como los depósitos se encuentran afectados por una serie de estructuras lineales rectas de orientación NO-SE que se prolongan por toda la ladera oriental que delimita el Valle Ancho, mayormente interpretadas desde imágenes satelitales (Fig. 43B). Particularmente, las observaciones en el campo de una de estas estructuras muestra el desarrollo de un escarpe inclinando hacia el SO en la superficie de las lavas, mientras que en los depósitos que la cubren se encuentran basculados, inclinando hacia el mismo sentido (SO), a lo largo de toda la estructura y desarrollando un montículo de 10 metros de ancho a lo largo de toda la estructura (Fig. 44B), generando inclinaciones en contra de la pendiente general del depósito de 15-20° NE (Fig. 44C). El modelo de elevación digital muestra con mayor resolución la expresión superficial de la traza de esta estructura (Fig. 45A). La red de drenaje extraída del DEM presenta desplazamientos laterales localmente en su parte más noroccidental, en donde en alguno de los cursos cambian de dirección NE-SO abruptamente y se orientan paralelo a la traza (NO-SE, Fig. 45B). El mapa del gradiente calculado muestra variaciones en la pendiente, mostrando valores de inclinación bajos a lo largo de toda la ladera, mayores a 15° en la parte alta de la ladera del volcán y menores a 5° en la parte baja. Sin embargo, a lo largo de la traza de la falla, las pendientes cambian y presentan valores mayores a 20° (Fig. 45E). Por otro lado, el mapa de aspecto muestra que gran parte del depósito se encuentra inclinando hacia el NE (valores de aspecto de 0° y 90°), mientras que las lavas expuestas al SE del modelo inclinan hacia NNO (valores mayores a 300°) (Fig. 45C). Sin embargo, particularmente la superficie a lo largo de la falla presenta valores de aspecto que indican que toda esa superficie se encuentra inclinando mayormente hacia el SO, en torno a los 200° (Fig. 45D). Los perfiles de elevación fueron construidos perpendicularmente a la traza de esta estructura y muestran en gran parte

que la superficie occidental se encuentra levemente deprimida con respecto a la superficie oriental, siendo más evidente en las lavas en donde las superficies presentan una diferencia de altura cercana a los 50 m. (Fig. 45F). Esto indicaría que una componente normal sería la predominante, explicando el salto topográfico asociado al desplazamiento de las lavas y a la deformación de la cobertura cuaternaria (Fig. 43).

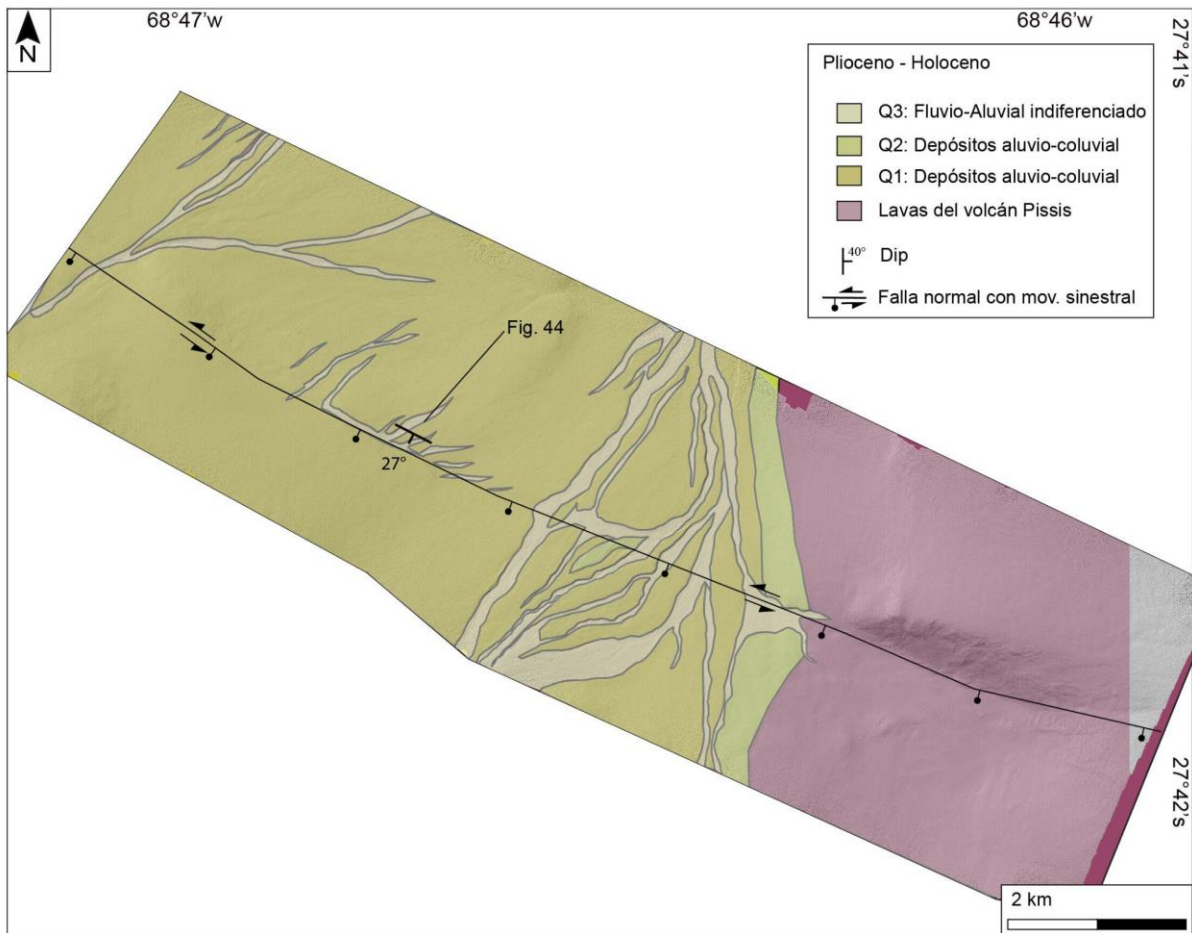


Figura 43. Mapa geológico de la ladera nororiental del volcán Pissis mostrando tanto coladas de la lava como depósitos no consolidados aluvio-coluviales siendo afectados por fallas transcurrentes de cinemática sinistral.

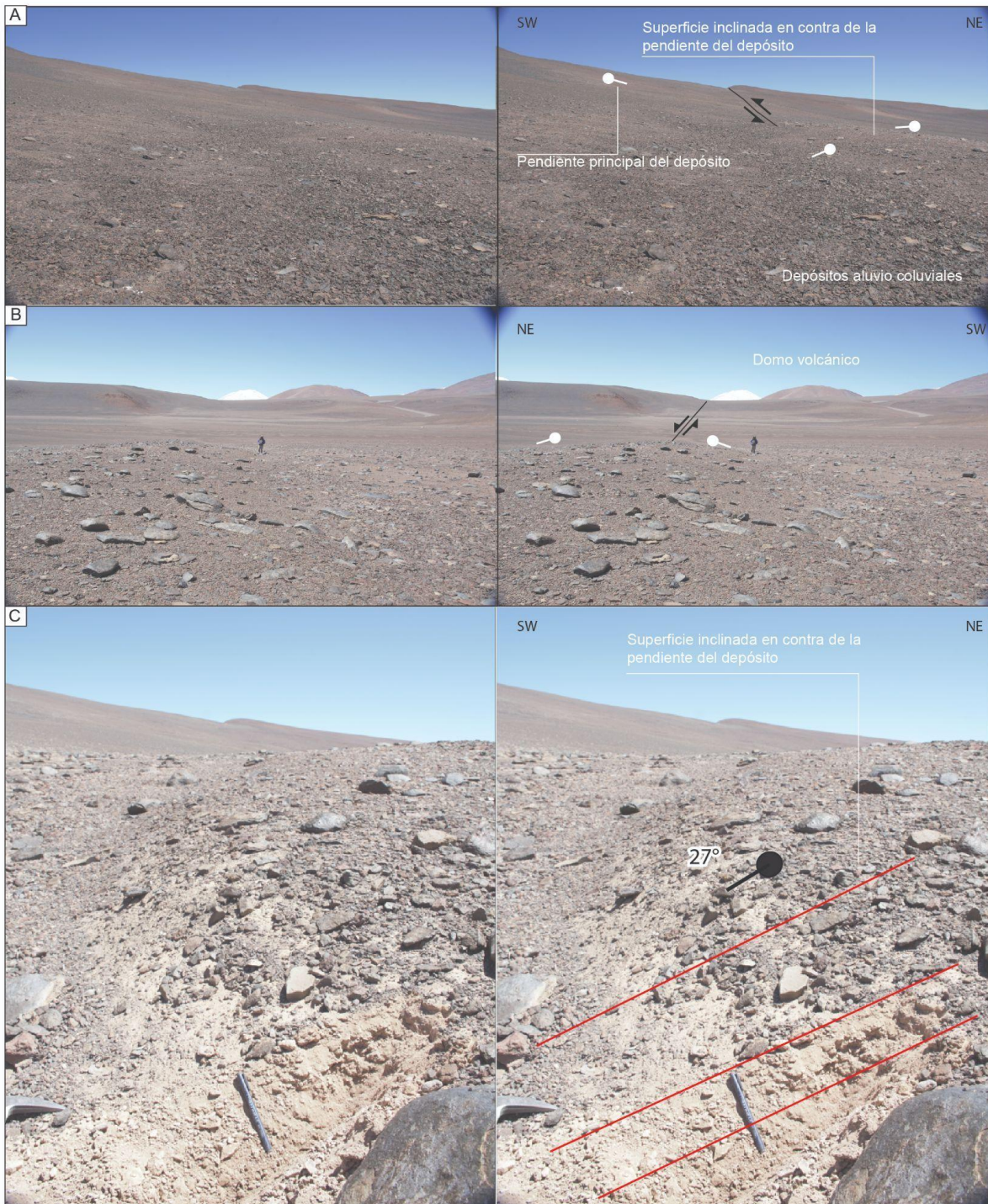


Figura 44. A) Vista hacia el oeste mostrando la ladera nororiental del volcán Pissis. Sobre depósitos aluvio-coluviales se observa una estructura lineal de orientación NO- SE que inclina en sentido opuesto (hacia el SO) parte de la superficie del depósito. B) Vista hacia el SE de la falla deformando el depósito. C) Medición de laminación paralela en niveles clásticos brechosos del depósito, inclinando hacia el SW al igual que la superficie deformada.

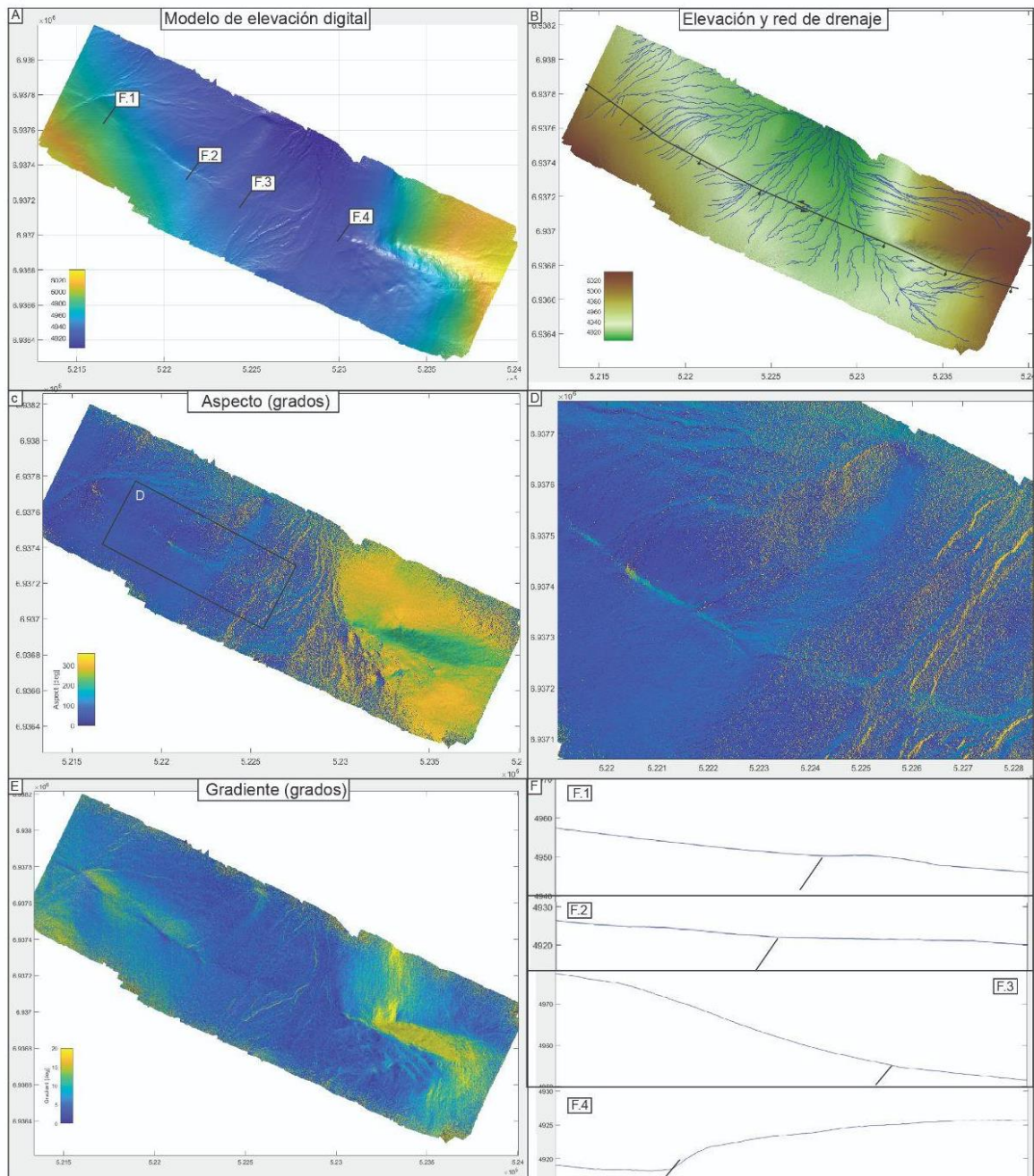


Figura 45. A) Modelo de elevación digital obtenido en la ladera nororiental del volcán Pissis en depósito aluvio-coluvial desarrollado en la parte baja de la ladera, en el área de valle Ancho. Se observa una estructura lineal de orientación NO-SE que afecta la superficie del depósito. B) Extracción de la red de drenaje obtenida a partir del DEM. C) Cálculo del gradiente sobre la superficie total del DEM y D) en detalle sobre la traza de la falla. E) Mapa de Aspecto. F) Cálculo del perfil de elevación a lo largo de la traza de la falla en distintos segmentos.

2.2 Famatina norte

El valle de Chaschuil corresponde a una cuenca intermontana ubicada en el dominio de Famatina (Fig. 42A y B). Esta cuenca se encuentra bordeada por bloques de basamento cristalino precámbrico y paleozoico inferior (Turner, 1967; Mpodozis et al., 1997; Cristofolini et al., 2022) y rocas aparentemente jurásicas (Rubiolo et al., 2002), los que están delimitados

por grandes fallas inversas, activas durante el Plioceno deformaron y plegaron las rocas neógenas, formando un sistema doblemente vergente similar a una zona triangular (Mpodzis et al., 1997; Rubiolo et al., 2002; Safipour et al., 2015, este estudio).

La cobertura cuaternaria está formada por depósitos aluviales y fluvio-aluviales que rellenan el valle, cubriendo discordantemente a rocas del basamento paleozoico, y rocas del Mioceno y Plioceno. En la ladera oriental del valle, depósitos sedimentarios brechosos son pobremente consolidados y presentan morfologías de terraza bien preservadas (Fig 47B). Estos depósitos están cubriendo rocas asignadas a la Formación Punaschotter, sugiriendo ser más jóvenes o posteriores al Plioceno. Estos depósitos fueron separados en 4 unidades de la siguiente manera:

La unidad Q1 corresponde a depósitos que presentan superficies aterrazada que en general se disponen a mayor altura respecto al nivel de incisión actual, y se encuentran inclinadas y deformadas (Fig. 47B y D), corresponden a depósitos brechosos gruesos, formados por fragmentos de rocas metamórficas foliadas e intrusivos andesíticos y riolíticos similares a los que conforman el basamento. La matriz es gruesa y de la misma composición (Fig. 47D). La unidad Q2 corresponde a depósitos de composición similar a las asignadas a Q1 pero que, a diferencia de éstos, se disponen subhorizontales y a menor elevación (Fig. 46 y Fig. 47B). Las unidades Q3 y Q4 corresponden a los depósitos aluviales más recientes, preservan morfologías de abanico aluviales. A diferencia de las unidades más antiguas (Q1 y Q2), estos depósitos se encuentran afectados por la red de drenaje activa, la que fluye hacia la parte central del valle. En general, Q3 cubre a las áreas proximales de los abanicos Q4 en el piedemonte oriental (Fig. 46 y Fig. 47B).

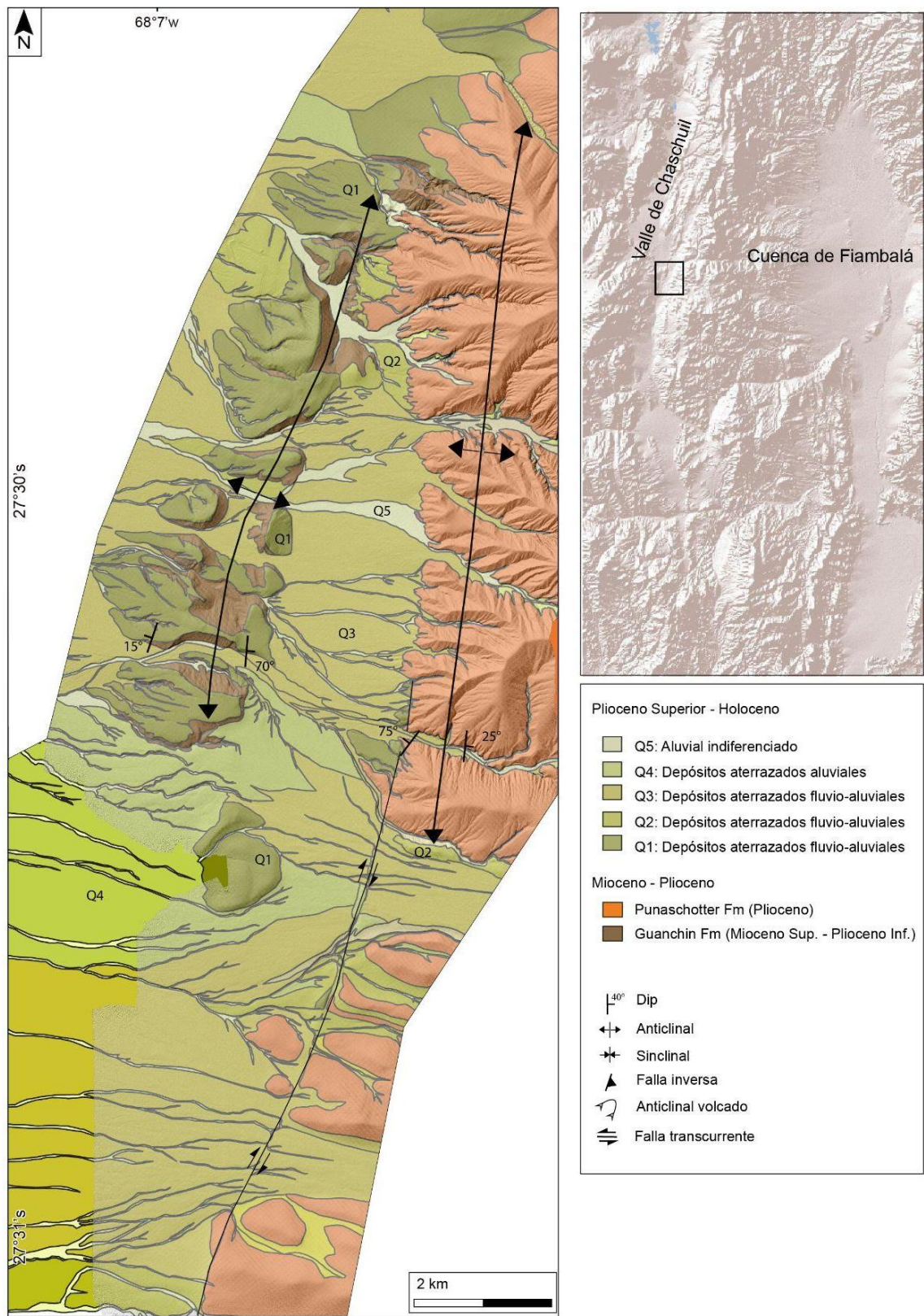


Figura 46. Mapa geológico del área del valle de Chaschuil.

Dos rasgos deformacionales fueron identificados en los depósitos que cubren el valle de Chaschuil en este sector. Por un lado, la inclinación de los depósitos que conforman la unidad Q1 desarrollan geometrías de anticlinales de limbo oriental más inclinado en contra de la pendiente depositacional de los abanicos desarrollados en este sector. Bajo esta secuencia se identifican rocas de la Formación Guanchín, intensamente plegadas, mostrando una clara discordancia angular entre ambas unidades (Fig. 47 E, F, G). En la parte central del valle, el grado de deformación es aún mayor, generando la verticalización de estos depósitos (Fig. 48). El segundo elemento estructural reconocido en el área se expone en la ladera oriental y corresponde una falla de alto ángulo, de expresión superficial rectilínea y de orientación NE-SO (Fig. 47C y Fig. 49). Esta estructura deforma los sectores proximales de los abanicos aluviales de la unidad Q3 a los pies de la ladera occidental de la Sierra de Narváz (Fig. 49A). Asociado espacialmente a esta falla, morfologías elipsoidales a lo largo de la traza se reconocen y se pueden describir como saltos topográficos en contra de la pendiente general del abanico, el cual inclina hacia el O. Un mapeo de las redes de drenaje muestra que gran parte de las incisiones se encuentran desplazadas a lo largo de la estructura en el sector sur del modelo (Fig. 49B). La separación de la red de drenaje presenta valores de desplazamiento horizontales de 8 ± 1 m. Un mapa con el cálculo de gradiente muestra valores bajos, sin observarse mayores variaciones en áreas circundantes a la estructura (Fig. 49C), mientras que un mapa de aspecto muestra en general inclinaciones hacia el ONO a excepción de algunos sectores puntuales a lo largo de la falla que inclinan hacia el SE (Fig. 49D). Por otro lado, una serie de perfiles de elevación perpendicular a la traza de la falla muestra que las separaciones verticales de la superficie del abanico ~ 0.7 m (Fig. 49 E).

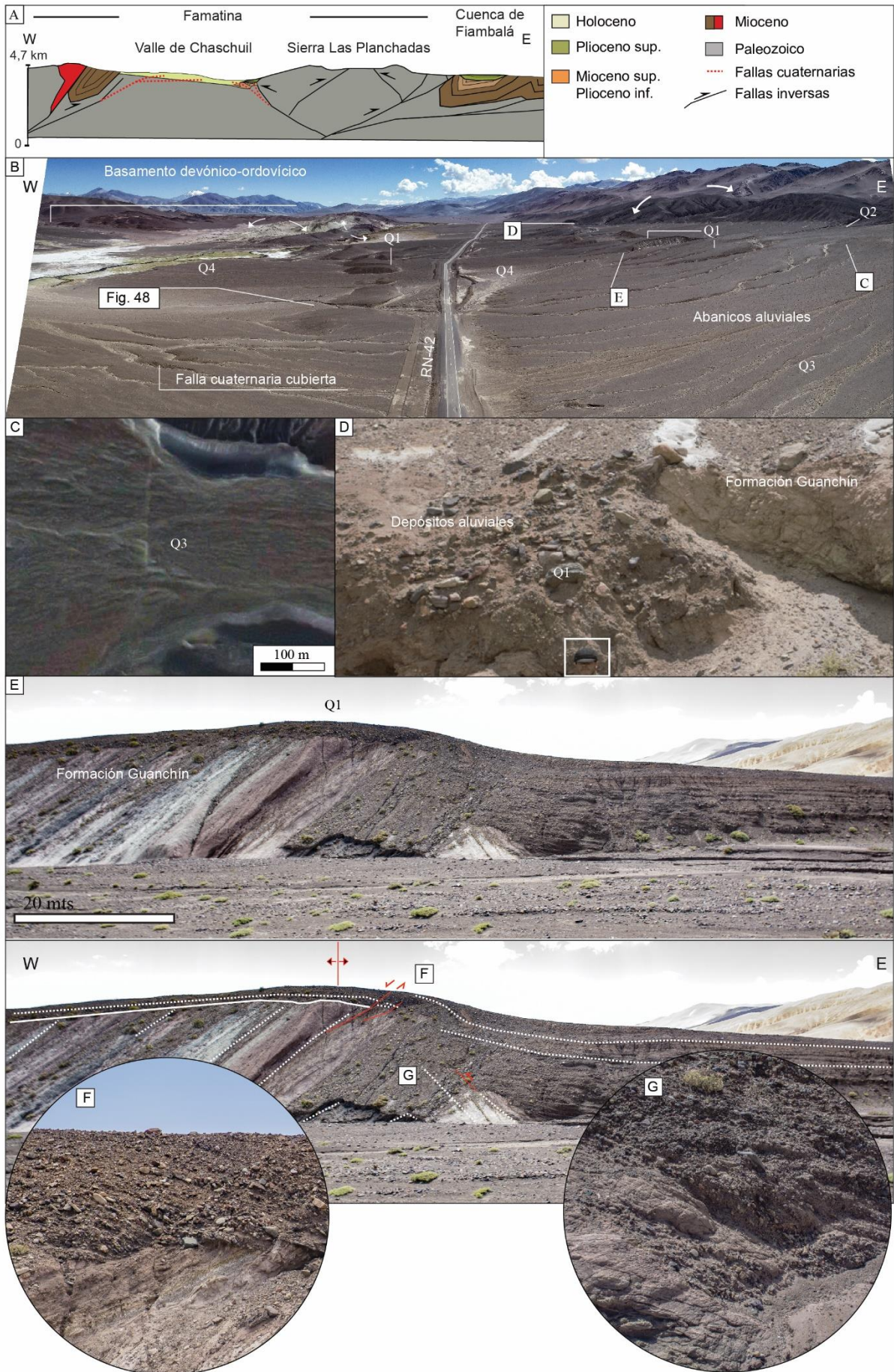


Figura 47. A) perfil geológico esquemático de contextualización del valle de Chaschuil, indicando las principales estructuras que caracterizan el sector. B) Vista panorámica del valle de chaschuil mostrando la ubicación de las zonas en donde se observaron potenciales indicadores de deformación reciente afectando depósitos pleistocenos-holocenos. C) Depósitos aluvial proximal afectado por falla, generando un aparente desplazamiento de la red de drenaje. D) Falla inversa afectando depósitos aterrazados no consolidados formados por brechas polimícticas gruesas. E) niveles aterrazados formando un pliegue anticlinal. F)-G) Detalle del limbo oriental del pliegue mostrando niveles con laminación del depósito aluvial plegado.

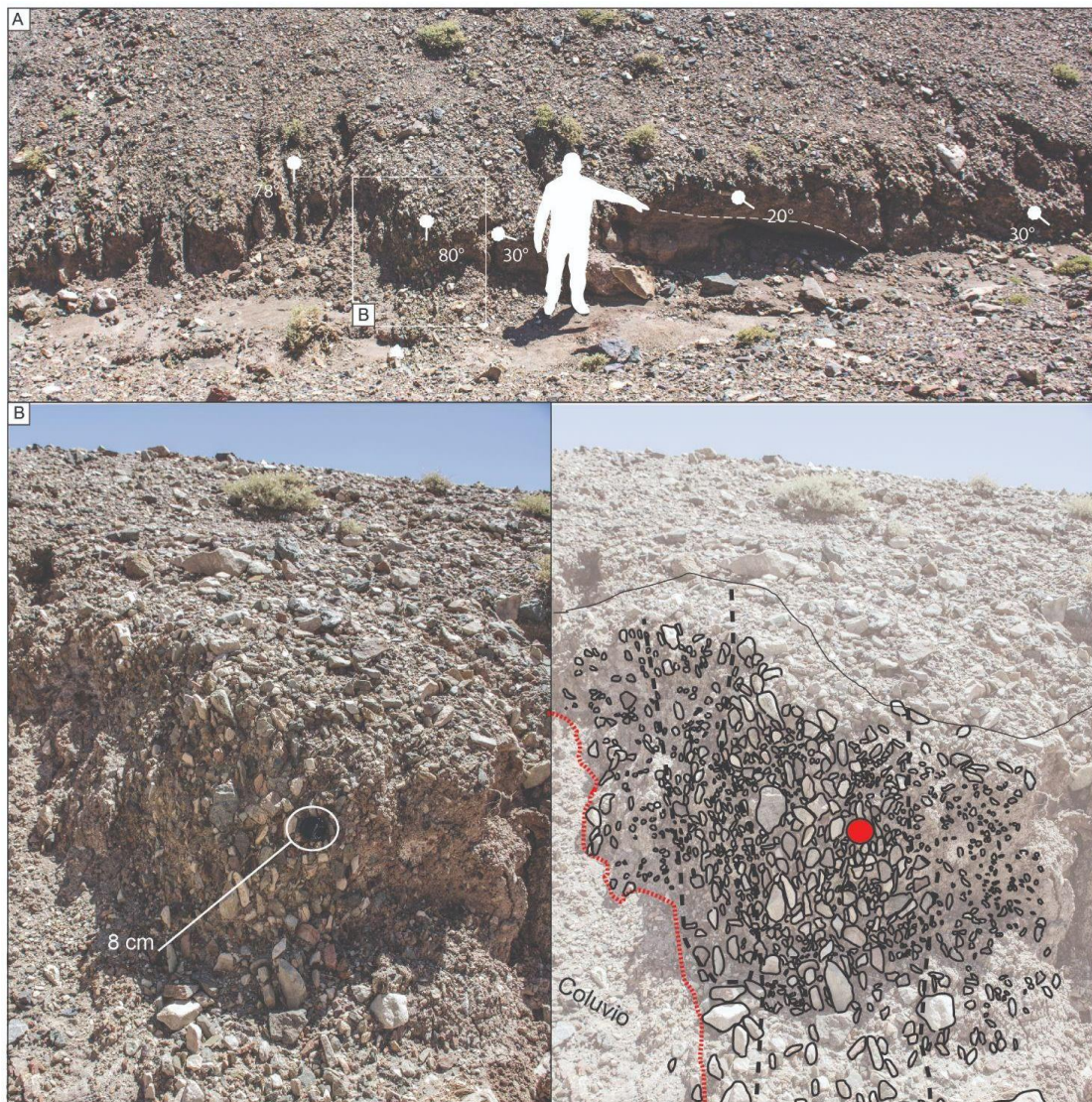


Figura 48. A) Depósitos aterrazados plegados. B) Detalle de niveles de clastos orientados y dispuestos verticalmente.

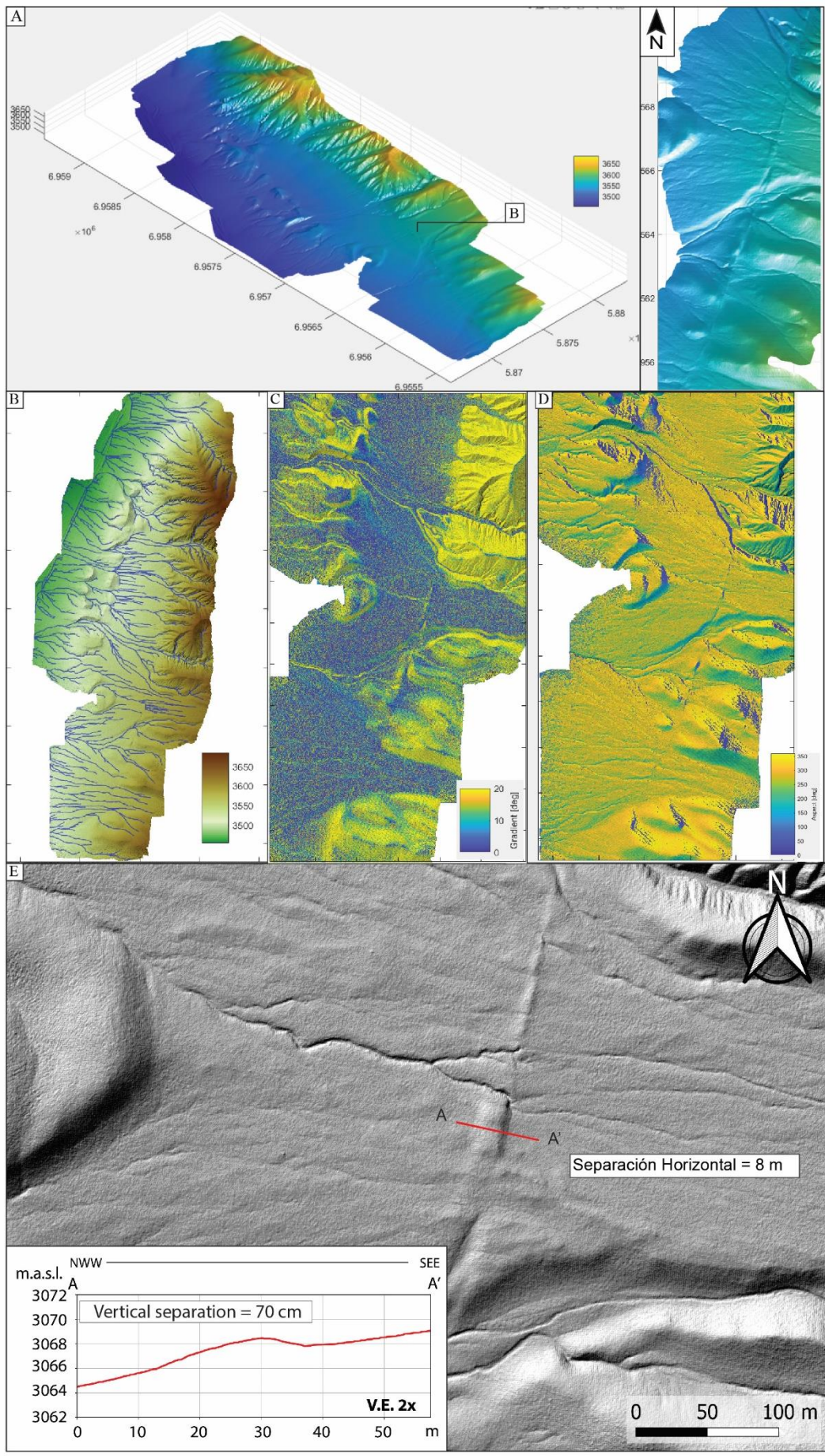


Figura 49. A) Modelo de elevación digital obtenido en la ladera oriental del valle de Chaschuil, sobre la traza de una falla de movimiento oblicuo, con una componente dextral e inversa, desarrollando superficies lobuladas a lo largo de la traza de la falla y desplazamiento horizontal la red de drenaje desarrollada sobre los abanicos aluviales. B) Extracción de la red de drenaje obtenida a partir del DEM. C) Cálculo del gradiente sobre la superficie. D) Mapa de Aspecto. E) Detalle sobre el área afectada por la falla y cálculo de perfiles de elevación promedio junto al cálculo del desplazamiento vertical y horizontal.

2.3 Sierras Pampeanas

El dominio de las Sierras Pampeanas Noroccidentales se caracteriza como un sistema estructural de piel gruesa, en donde bloques de basamento cristalino intrusivo-metamórfico fueron alzados a través de fallas inversas de alto ángulo durante principalmente el Neógeno (Strecker et al., 1989; Allmendinger et al., 1989; Sobel y Strecker, 2003; Mortimer et al., 2007; Zapata et al., 2019, 2020; entre otros). En este contexto, una serie de depocentros de origen tectónico se formaron y quedaron delimitados por estas sierras, acumulando depósitos neógenos y cuaternarios (Strecker et al., 1989; Bossi et al., 2009; Bonini et al., 2017; Zapata et al., 2020, entre otros). Estudios enfocados en la deformación neógena (Strecker et al., 1989; Marret y Allmendinger, 1990; Bossi et al., 2009; Seggiaro et al., 2014; Da Poian 2015; Quiroga et al., 2021) abarcan gran parte del extremo norte de este dominio morfotectónico, mientras que estudios de la deformación cuaternaria solo existen en la cuenca de Santa María, ubicada en el extremo nororiental de las Sierras Pampeanas, y otros en el parte norte de la cuenca de Fiambalá (Strecker et al., 1984, 1989; Kleinert y Strecker, 2001; Sosa et al., 1994 y Ratto et al., 2013). En este estudio se analiza una serie de depósitos aluviales y fluvioaluviales formados a los pies de la ladera oriental de la sierra de Chango Real los que se encuentran dispuestos formando morfologías aterrazadas elevadas, deformadas y basculadas, desconectadas del cauce actual (Fig. 50). Estos depósitos fueron separados en 4 unidades, de posible edad pleistocena, que cubren discordantemente a secuencias asignadas a las Formaciones Corral Quemado y Andalhualá (3.4-3 Ma y 6 Ma, respectivamente). Tres de estas unidades corresponde a depósitos aterrazados formado por secuencias conglomerádicas y brechozas asociados a flujos aluviales proximales. La unidad Q1 está formada por depósitos que desarrollan superficies aterrazadas, y que cubren rocas de las Formaciones Corral Quemado, Andalhualá y del basamento Paleozoico, que inclinan mayormente hacia el oeste y que en su extremo norte inclinan progresivamente hacia el este, formando el eje de un pliegue anticlinal (Fig. 51A y C). Son las terrazas que se encuentran separadas de la red del cauce actual de mayor elevación. La unidad Q2 corresponde a superficies aterrazadas subhorizontales, levemente inclinadas hacia el oeste y ubicadas por debajo las superficies aluviales Q1, pero

desconectadas de las incisiones fluviales activas (Fig. 51B y D). La unidad Q3 está formada por los abanicos aluviales desarrollados al este de los depósitos asociados a Q1. Estos depósitos cubren a los depósitos de piedemonte más actuales y activos (Q4). En general presentan una mayor preservación de las morfologías primarias, sin presentar evidencias de deformación o alteraciones en su disposición como las unidades Q1 y Q2, son las menos elevadas, y con menor incisión de los cauces fluviales.

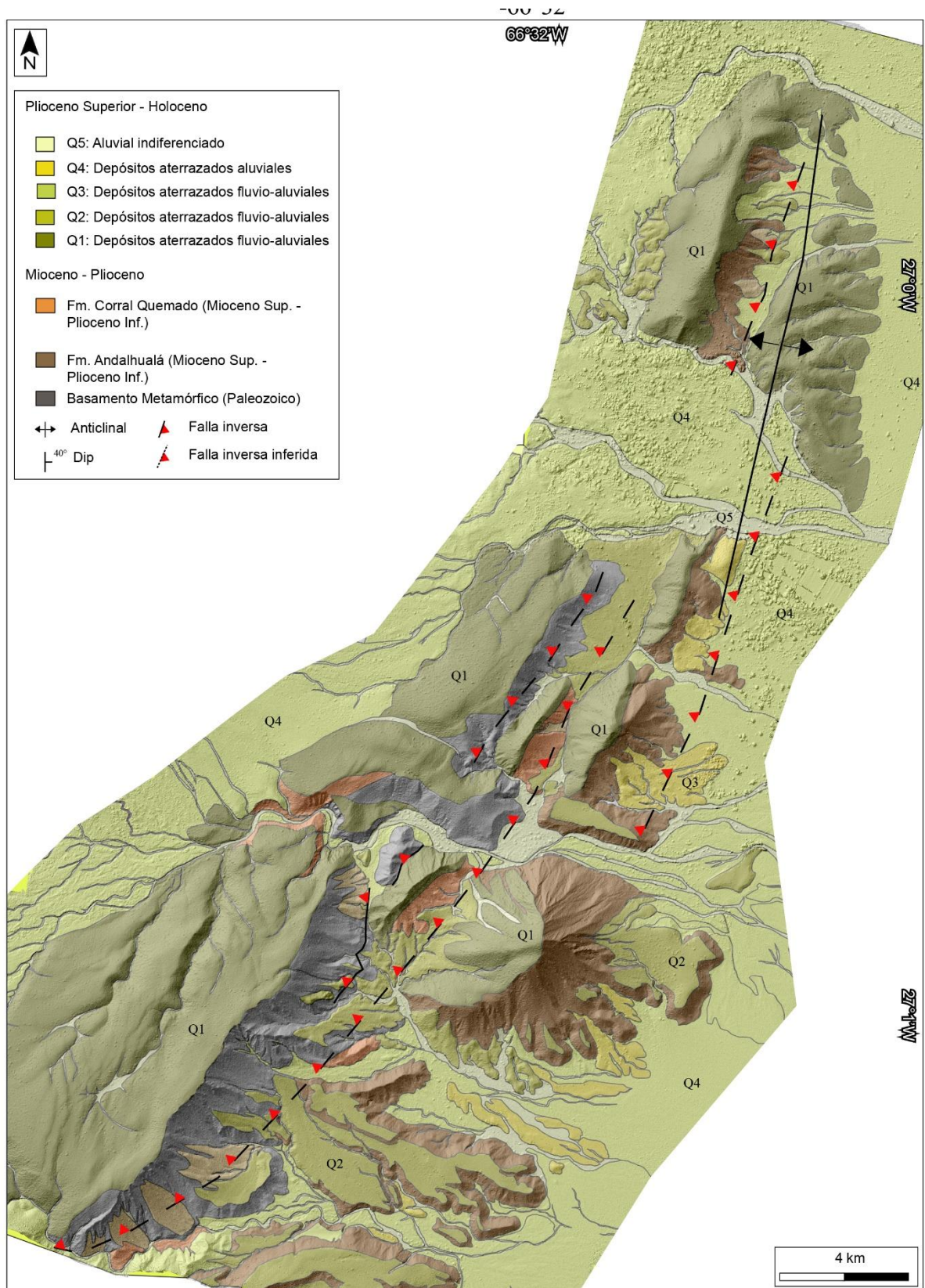


Figura 50. Geología del piedemonte oriental de la sierra de Hualfín-Chango Real. Se definieron 5 unidades del Plioceno tardío al Cuaternario.

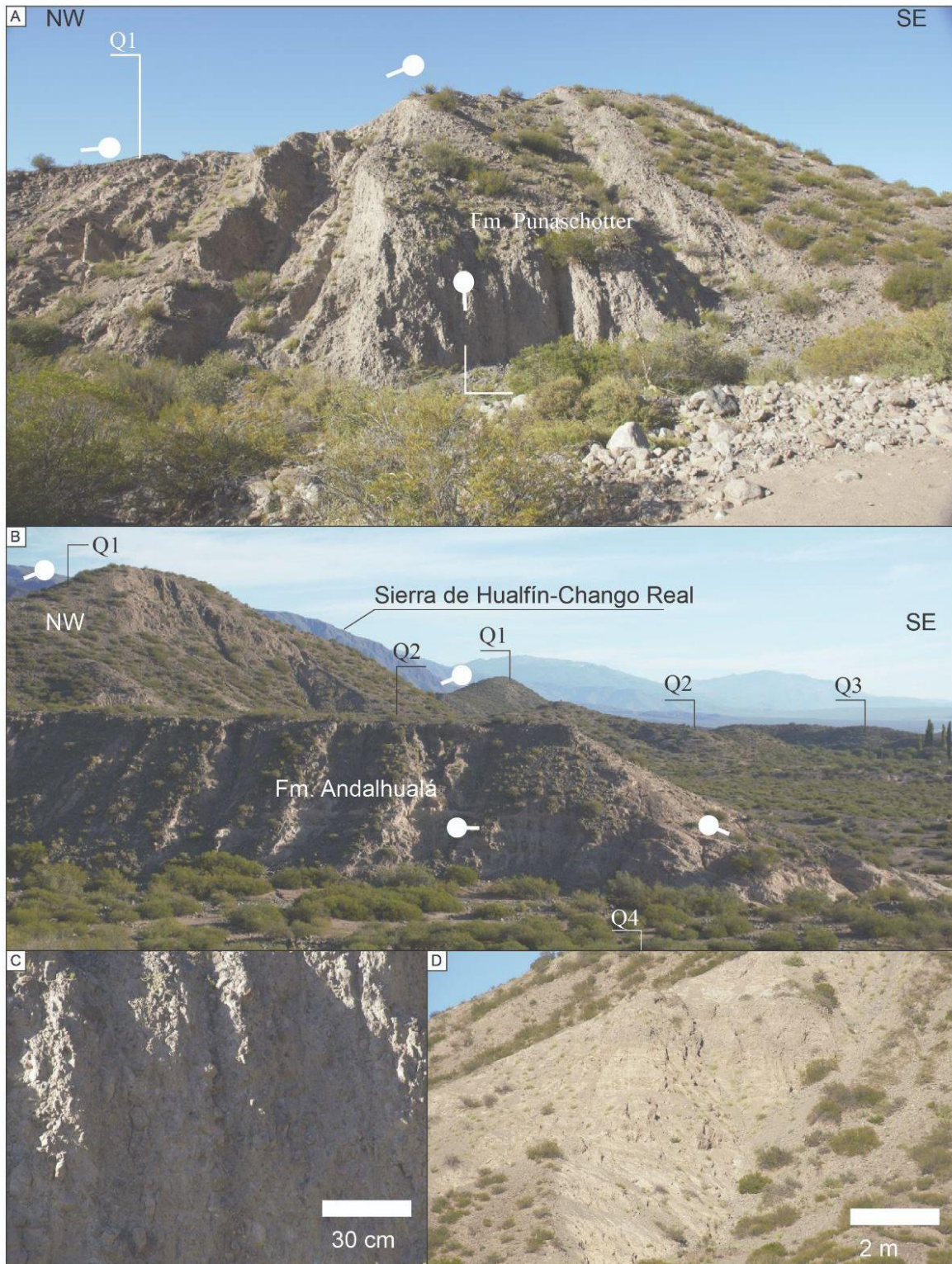


Figura 51. A) Niveles conglomeráticos de la unidad Q1 inclinando hacia el oeste. B) Vista panorámica hacia el norte mostrando las unidades definidas. Se logra observar el grado de inclinación y de altura entre las unidades Q1, Q2, Q3 y Q4. C) Afloramientos de los niveles que forman las unidades Q1 y Q2.

El principal rasgo geomorfológico identificado en el sector se le asocia a la disposición espacial de las terrazas que conforman la unidad Q1. Al observar la red de drenaje extraída del

DEM, gran parte de la red de drenaje presenta una orientación principal NO-SE. En general presenta cursos alimentadores que se juntan en las zonas del núcleo de anticlinal, mientras que otros se disponen en una orientación NE-SO rodeando la forma de la estructura (Fig. 52 A y B). Un mapa con el cálculo de gradiente muestra valores bajos entre 0 y 10°, a excepción de las áreas que en rocas pre-cuaternarias se exponen por debajo de las terrazas Q1 (Fig. 52C). Por otro lado, el mapa de aspecto muestra valores de inclinación hacia el NO para las terrazas Q1 ubicadas al oeste, mientras que las terrazas del este inclinan hacia el NE (valores 0-100°). Las terrazas de la unidad Q2 muestran inclinaciones suaves hacia el NO como es esperable en base a lo observado en el campo (Fig. 52D). Finalmente, los perfiles de elevación de orientación NO-SE resaltan la disposición de estas superficies (Q1) que desarrollan en su conjunto un anticlinal con limbos que se logran identificar a lo largo de los 4 perfiles calculados a partir del DEM (Fig. 52E).

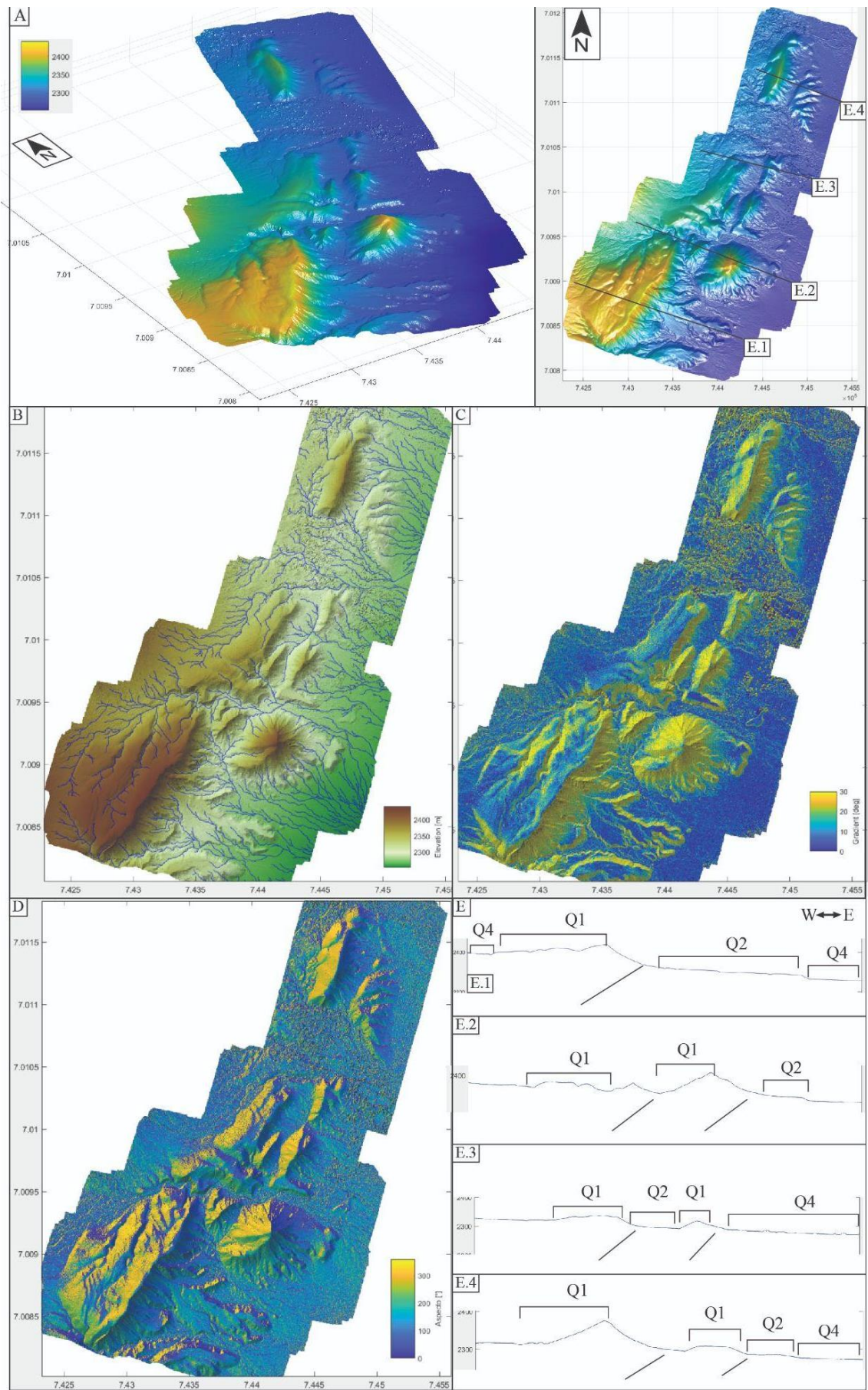


Figura 52. A) Modelo de elevación digital obtenido en el piedemonte oriental de la sierra de Hualfín-Chango Real. B) Extracción de la red de drenaje obtenida a partir del DEM. C) Cálculo del gradiente sobre la superficie total del DEM. D) Mapa de Aspecto. F) Cálculo de perfiles de elevación a lo largo del eje del anticlinal delimitado por la disposición de la unidad Q1, en distintos segmentos.

3. Conclusiones parciales

En el presente capítulo se muestran los resultados de los análisis geomorfológicos enfocados en depósitos plio-cuaternarios, con el objetivo de identificar posibles marcadores de deformación asociados a actividad neotectónica. Se considera en este trabajo como la deformación neotectónica a aquella que afecta a depósitos del Plioceno tardío al Cuaternario. Para lo anterior se condujo a una primera etapa de análisis de imágenes satelitales, levantamiento de información en terreno que consistió en mediciones estructurales, caracterización de depósitos, mapeo geológico a escala 1:5000 y la realización de una fotogrametría de las zonas en las que posibles marcadores de deformación, generando 3 modelos de elevación digital (DEM): 1) en la ladera nororiental del volcán Pissis en el área de Valle Ancho; 2) en el valle de Chaschuil en Famatina y, 3) en el piedemonte oriental de la sierra de Hualfín-Chango Real.

En Valle Ancho se analizó un rasgo estructural rectilíneo de orientación NO-SE, paralela a un sistema de fallas transcurrentes que afectan a las rocas Pliocenas expuestas en el sector. En depósitos de tipo aluvial y coluviales en la base del volcán Pissis, el DEM muestra superficies lobuladas que se extienden a lo largo de la estructura, la red de drenaje extraída muestra desplazamientos sinestrales locales sobre la traza de la estructura, mientras que los mapas de gradiente muestran cambios en las pendientes sobre la estructura y mayormente orientado hacia el SO, mientras que el depósito inclina principalmente hacia el NE, como muestran los valores de aspecto. Por otro lado, los perfiles de elevación muestran en lavas datadas en ~4 Ma la estructura produce un descenso de la superficie en el bloque occidental cerca de ~40 m. Lo anterior podría estar asociado al movimiento oblicuo de cinemática predominantemente normal y con una componente sinistral, similar al movimiento de las estructuras que dominan gran parte de esta área en la zona de estudio desde el Mioceno medio a superior.

En el valle de Chaschuil se reconocieron dos rasgos geomorfológicos asociados a deformación contraccional y transcurrente. Depósitos no consolidados aterrizados con diferentes grados de deformación y elevación fueron caracterizados en 4 unidades. La unidad más antigua (Q1) muestra que sus superficies aterrizadas que inclinan formando una estructura de tipo anticlinal vergente al este. Las unidades más recientes y que cubren a las más alzadas y

deformadas (Q3 y Q4) se encuentran afectadas por una falla de expresión rectilínea de orientación NE-SO que generó movimiento horizontales y verticales con expresión superficial evidente. La extracción de la red de drenaje muestra desplazamientos dextrales a lo largo de la estructura, mientras que los perfiles de elevación solo muestran desplazamientos centímetros de la superficie del abanico aluvial.

En la sierra de Hualfín-Chango Real se reconocieron depósitos aterrazados elevados y con inclinaciones en contra de la pendiente general que presentan los depósitos aluviales acumulados en el piedemonte. El modelo de elevación digital muestra que los depósitos aterrazados más antiguos (Q1) se disponen inclinando mayormente al oeste, pero también hacia el este, formando una geometría que obedece al desarrollo de un anticlinal, sugiriendo que la deformación contraccional es la dominante en este sector de Sierras Pampeanas.

Capítulo V

Interpretación de los datos y discusiones

1. Temporalidad de los tensores de paleoesfuerzos.

Los tensores de paleoesfuerzos fueron obtenidos a partir de estructuras medidas en rocas del Paleozoico y rocas del Paleógeno tardío al Pleistoceno. Cada uno de estos tensores se obtiene a partir de grupos de fallas que fueron separados en base a los algoritmos de identificación y separación en familias mecánicamente compatibles con un elipsoide de esfuerzos (Delvaux, 2003), y comparadas con las relaciones de corte entre las estructuras que conforman dichos tensores. En base a esta temporalidad que se infiere de las relaciones de corte de las fallas en los diferentes dominios estructurales, el tipo de régimen y a la orientación de σ_1 , se proponen los siguientes seis grupos de campos de esfuerzos (Fig. 53):

El Grupo 1 corresponde a los tensores de esfuerzos compresivos con una orientación E-O para el esfuerzo horizontal máximo (σ_1), el Grupo 2 corresponde a los tensores que muestran un régimen transcurrente con una orientación N-S para σ_1 , el Grupo 3 está definido por tensores con régimen transcurrente y con una orientación E-O para σ_1 , el Grupo 4 se define por los tensores que presentan un régimen compresivo/transcurrente, con una orientación NO-SE para σ_1 , el Grupo 5 corresponde a los tensores con régimen transcurrente y una orientación NE-SO del σ_1 , y finalmente, el Grupo 6 corresponde a un régimen transcurrente con una orientación NO-SE del σ_1 .

Estos grupos de paleoesfuerzos se reconocen a lo largo de toda el área y representan regímenes de esfuerzos que estuvieron activos en distintos periodos de tiempo. En las zonas de la Franja de Maricunga y Valle Ancho, el Grupo 1 estuvo activo desde el Eoceno tardío hasta el Mioceno medio-tardío, el Grupo 2 estuvo activo desde el Mioceno medio-tardío hasta el Plioceno temprano, y el Grupo 3, desde el Plioceno. En esta región, se puede inferir que el cambio entre el Grupo 1 y el Grupo 2 de tensores de esfuerzos ocurre cercano al Mioceno medio debido a la relación de corte que existe entre las estructuras contraccionales, las cuales fueron identificadas en rocas eocenas, oligocenas y miocenas inferior a medio, y no son observadas en rocas datadas en 13 y 9 Ma en este estudio, las cuales están en relación de discordancia con las rocas de la Formación Astaburuaga y Los Aparejos (Eoceno superior). De esta manera las dos edades obtenidas en el área de Valle Ancho sugieren que la tectónica compresiva que afectó este lugar tiene una edad mínima de ~11-9 Ma (Mioceno medio-tardío) y una edad máxima posterior al Eoceno. Este mismo evento de deformación fué identificado hacia el oeste, en las áreas de la Franja de Maricunga delimitada en el área de la Hoja Jotabeche (Mpodozis et al., 2018 y Quiroga et al., 2018). Una breve pausa al régimen de esfuerzo representado por el Grupo 1 ocurrió dando paso a un régimen de extensión en el Oligoceno

tardío, debido al desarrollo de fallas normales y al desarrollo de una cuenca extensional en las que se habrían acumulados rocas volcánicas y sedimentarias clásticas-evaporíticas (Mpodozis et al., 2018 y Quiroga et al., 2018) y posteriormente habría continuado durante el Mioceno inferior al Mioceno medio. Si bien este episodio se encuentra bien documentado en la estratigrafía, no se identificaron datos estructurales que ayuden a determinar un campo de esfuerzo que represente este breve evento extensional. El cambio del Grupo 1 al Grupo 2 marcan el fin de la compresión y el inicio del régimen de transurrencia en este sector occidental del área de estudio. Debido a que no se ha identificado ningún régimen de fallamiento normal a partir de las fallas y de los tensores determinados, se infiere que el Grupo 3 es el régimen más joven predominante durante la última etapa.

En las áreas de Famatina y la cuenca de Fiambalá, las estructuras que determinan el Grupo 1 afectan principalmente a rocas del Paleozoico y Mioceno, por lo que este grupo habría estado activo durante el Mioceno medio a tardío, mientras que las estructuras que definen el Grupo 2 afectan rocas del Mioceno tardío a Plioceno temprano, lo que significa que este grupo estuvo desde el Plioceno medio a tardío. En el suroeste de la Puna, las estructuras contraccionales observadas en la cuenca de Pasto Ventura permiten asignar una edad Eocena tardía para el Grupo 1, debido a que las fallas inversas y pliegues anticlinales y sinclinales afectan rocas de esta edad, e incluso a rocas datadas en 7 Ma por Zhou et al. (2017), sugiriendo que este campo de esfuerzo estuvo activo desde el Mioceno tardío aproximadamente. Posteriormente, una edad cercana al Plioceno temprano es posible de asignar al Grupo 2.

Finalmente, en las Sierras Pampeanas noroccidentales, el Grupo 4 ha estado activo desde el Mioceno medio a tardío, ya que las estructuras que definen este grupo afectan a rocas de las formaciones Hualfín y Las Arcas; mientras que los grupos 5 y 6 estarían activos a partir del Plioceno, ya que las estructuras que forman estos tensores afectan a las estructuras que forman el Grupo 4, y a rocas del Plioceno. La edad inferida para estos grupos coincide con el tiempo de los pulsos de deformación que derivan de las discordancias entre la Formación Hualfín y Las Arcas, entre la Formación Chiquimil y Andalhualá, y la Formación Corral Quemado y las unidades más antiguas.

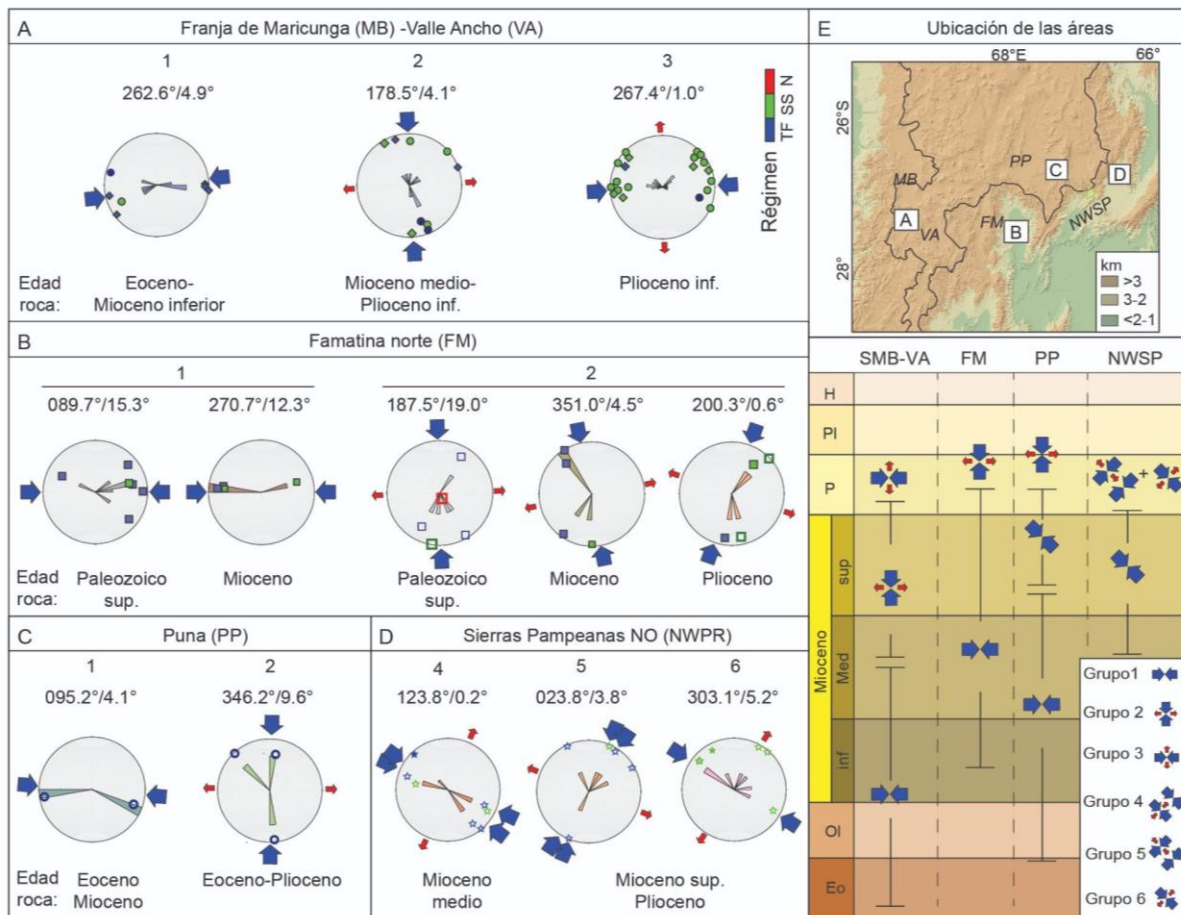


Figura 53. Resultado de los cálculos de las orientaciones medias de los esfuerzos máximos horizontales y la edad de las rocas afectadas por estos esfuerzos para A) La Franja de Maricunga y Valle Ancho; B) Famatina norte y la cuenca de Fiambalá; C) cuenca de Pasto Ventura y D) Sierras Pampeanas. Se reconocieron 6 tipos de tensores de paleoesfuerzos caracterizados por las orientaciones medias de σ_1 calculadas utilizando estadística de Fisher (Fisher et al., 1987). E) Mapa de ubicación de las áreas de estudio y resumen de su distribución espacio-temporal.

2. El origen de la fábrica magnética de las rocas neógenas y su relación con la deformación y los esfuerzos.

La determinación de los portadores de las propiedades magnéticas de una roca es importante al momento de determinar si la anisotropía que se está analizando está controlada por la mineralogía o por la fábrica de la roca que entrega la susceptibilidad total de la roca (Tauxe, 2006). En este último caso, inferencias relacionadas al factor generador de la anisotropía son posibles de realizar y, de esta manera, dilucidar si la fábrica magnética está controlada por procesos depositacionales o tectónicos. En el sector de Famatina, al observar la relación entre la susceptibilidad y la anisotropía en las muestras de rocas sedimentarias obtenidas en la Formación De La Cuesta (Fig. 54A), los valores de este último parámetro son independientes de la susceptibilidad, su distribución típicamente sugiere que la anisotropía no está controlada por la mineralogía. Los valores de susceptibilidad observados en estas rocas son típicos de rocas sedimentarias continentales, con un 15-18% de frecuencia (Fig. 54C). De acuerdo con estos valores, la fase magnética más probable que controla la baja susceptibilidad global podría ser la hematita y subordinadamente los componentes mineralógicos paramagnéticos (Fig. 54B). La presencia de hematita sugerida en este estudio concuerda con un estudio paleomagnético realizado por Spagnuolo et al. (2008) en rocas de esta formación expuestas más al sur, en la Precordillera (28°38'S). Los resultados de este trabajo indican que la hematita y la magnetita son los principales portadores magnéticos. En particular, las curvas de desmagnetización térmica y de adquisición de magnetización isothermal remanente (*Isothermal remanent magnetization, IRM*; Tauxe, 2006) en la Formación De La Cuesta muestran que la hematita es el principal portador magnético, con una susceptibilidad típica entre 4.80×10^{-5} y 1.95×10^{-4} SI, similar a los valores obtenidos en este trabajo (Fig. 54A).

Los sitios obtenidos en rocas de la Formación Tambería presentan una alta susceptibilidad de $5,5 \times 10^{-3}$ a $3,5 \times 10^{-2}$ SI. (Fig. 54A). Nuevamente, los datos en estos sitios muestran valores de susceptibilidad variables, sin reconocerse una correlación con la anisotropía, lo que sugiere que la anisotropía es independiente de la susceptibilidad y no estaría controlada por una componente mineral. En general, estos valores de susceptibilidad global están relacionados con una baja frecuencia (<1%) en las rocas sedimentarias continentales más comunes (Fig. 54C), y podrían reflejar la presencia de minerales magnéticos con alta susceptibilidad en proporciones más bajas. Una posible explicación de esta susceptibilidad es la presencia de hematita y magnetita (Fig. 54B) lo que concuerda con las observaciones de Aubry et al. (1996). En dos sitios paleomagnéticos de la Formación Tambería obtenidos en el

extremo sur de la cuenca de Fiambalá, estos autores determinaron mediante ciclos de histéresis, análisis termomagnéticos y adquisición de IRM que la hematita, y en menor medida la magnetita, son los minerales magnéticos más predominantes contenidos en estas rocas, con valores de susceptibilidad global cercanos a $5,5 \times 10^{-4}$ y $4,5 \times 10^{-4}$ SI. Por otro lado, no se ha documentado hasta el momento evidencias que demuestren el desarrollo de hidrotermalismo o actividad volcánica proximal durante la depositación de los sedimentos que dieron origen a las rocas de esta Formación, indicando que su origen es más bien detrítico o primario. La fuente detrítica con propiedades magnéticas que estaría contenida en estas rocas podría esperarse que provenga del oeste y del NO, ya que estudios de proveniencia sedimentaria proponen que la fuente de los sedimentos que forman la mayor parte de estas proviene de la Sierra de Narvéez y de rocas expuestas directamente hacia el oeste (Safipour et al., 2015).

Por otro lado, los sitios obtenidos en las Sierras Pampeanas noroccidentales tienen valores de susceptibilidad magnética total de $0,5 \times 10^{-4}$ a $4,5 \times 10^{-4}$ SI y de $1,2 \times 10^{-3}$ a $1,34 \times 10^{-2}$ SI (Fig. 54A). Estos valores presentan una distribución de susceptibilidad total similar a la medida en rocas de la Formación La Cuesta y rocas neógenas acumuladas en la cuenca de Fiambalá. Como se ha discutido anteriormente, la baja susceptibilidad se podría atribuir a la presencia de hematita y minerales paramagnéticos como fases portadoras de propiedades magnéticas. Los datos publicados por Aubrey et al. (1996) en la misma zona y en las mismas rocas muestran que la susceptibilidad total tiene valores de 1.25×10^{-4} SI, mientras que los experimentos de magnetismo (ciclos de histéresis, análisis termales y adquisición de IRM) sugieren que la fase mineral magnética principal es la hematita, y la magnetita como componente menor.

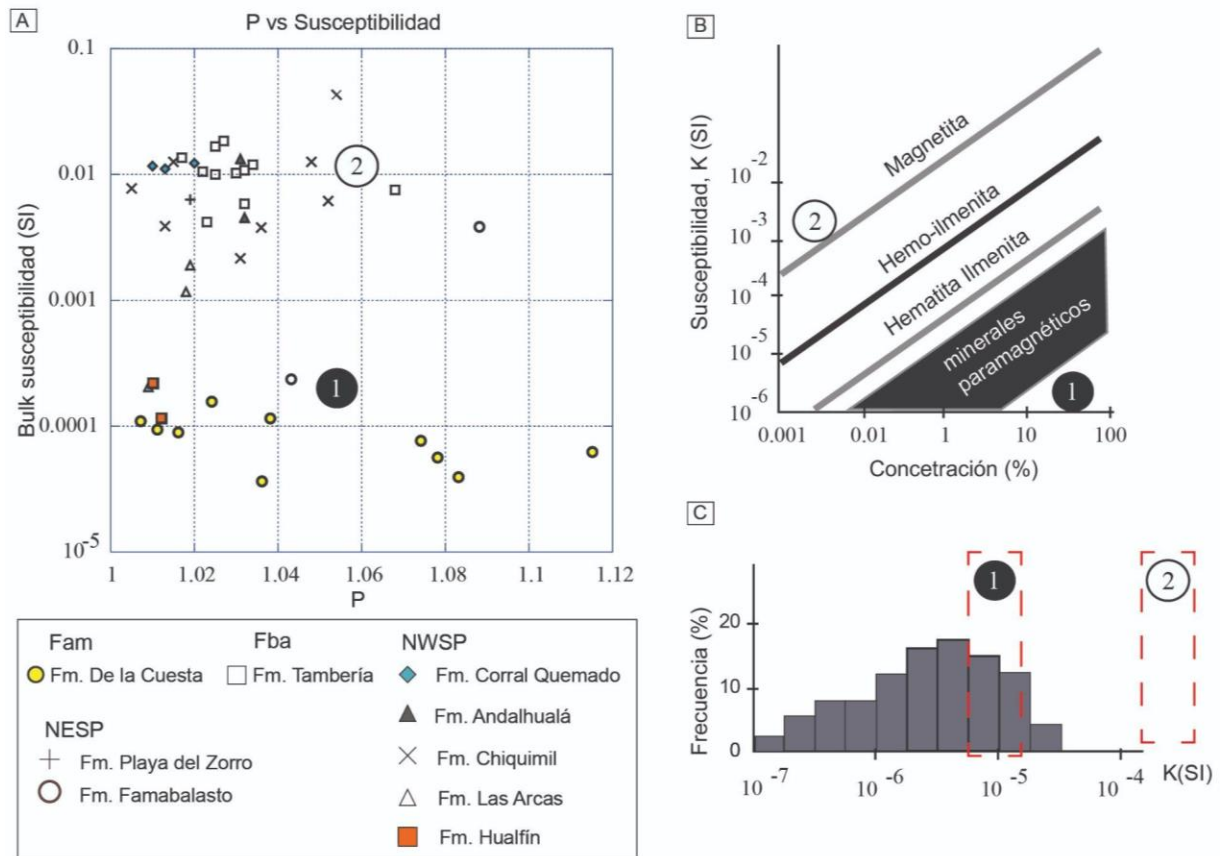


Figura 54. A) Anisotropía (P) vs Susceptibilidad (SI) para cada dominio y cada Formación. B) Contribución mineral a la susceptibilidad de las rocas. Fam: Famatina, Fba: cuenca de Fiambalá, NWSP: Sierras Pampeanas noroccidentales. Modificado de Hrouda y Kahan (1991) y Parés (2015). C) Histogramas de susceptibilidad magnética media de rocas sedimentarias detríticas. Modificado de Dortman (1984) y Hounslow (2001). Fam: Famatina; Fba: cuenca de Fiambalá; NWSP: Sierras Pampeanas noroccidentales; NESP: Sierras Pampeanas nororientales. Los datos agrupados con baja susceptibilidad ($\sim 3,71 \times 10^{-5}$ a $2,5 \times 10^{-4}$ SI, A) muestran que la anisotropía no está correlacionada con la susceptibilidad, y sugiere que la susceptibilidad no está controlada por la mineralogía. Esta susceptibilidad es la más común en las rocas sedimentarias continentales típicas (2 en C), con un 15-18% de frecuencia. De acuerdo con estos valores de susceptibilidad y frecuencia promedio en rocas sedimentarias, es posible pensar que la fase magnética más probable que controla la baja susceptibilidad total podría ser la hematita y minerales paramagnéticos (B). Los valores de alta susceptibilidad total ($\sim 1,2 \times 10^{-3}$ a $3,5 \times 10^{-2}$ SI, A), tienen un valor variable de anisotropía, sugiriendo, también que es independiente de la susceptibilidad, por lo tanto, no está controlada por la mineralogía. Estos valores de alta susceptibilidad en general tienen una concentración de baja frecuencia ($<1\%$) en rocas sedimentarias continentales (C). Las bajas concentraciones ($<1\%$) con alta anisotropía podrían reflejar la presencia de minerales magnéticos con alta susceptibilidad. Por lo anterior, la fase magnética más probable que controlaría la alta susceptibilidad total podría ser la magnetita (B).

La caracterización de la orientación de los ejes de susceptibilidad es una herramienta útil para identificar vectores asociados a direcciones de transporte sedimentario y volcánico

(ej. Cañón-Tapia et al., 1996; Plenier et al., 2005), magmáticos (ej. McNulty et al., 2000; Parada et al., 2005; Creixell et al., 2009; Gutierrez et al., 2013), como también a direcciones de contracción asociados a deformación. En esta sección se estiman los promedios de la orientación de los ejes mayores de susceptibilidad magnética (K_{max}) de los sitios descritos en el Capítulo 2, y se comparan con la orientación principal del rumbo de anticlinales, de fallas regionales, con las direcciones de esfuerzo máximo horizontal (σ_1) de los grupos de tensores definidos en la sección 1 de este capítulo (Grupos 1-6), y con las direcciones de paleocorrientes calculada en estudios realizados en el sector (Carrapa et al., 2008 y Bossi et al., 2000). Con esta comparación se discute el significado del ángulo entre los ejes K_{max} promedio para cada dominio (Franja de Maricunga-valle Ancho, Famatina, cuenca de Fiambalá y Sierras Pampeanas) y las orientaciones de los rasgos estructurales, calculando dos parámetros: (1) Máxima dirección de susceptibilidad promedio menos dirección de máximo esfuerzo ($K_{max}-\sigma_1$), y (2) Máxima dirección de susceptibilidad promedio menos rumbo promedio de fallas y pliegues ($K_{max}-\rho$). El promedio de las direcciones aquí comparadas se calculó utilizando estadística de Fisher (Fisher et al., 1987) para evaluar la orientación media y la diferencia de ángulos entre las orientaciones de cada elemento estructural y el vector magnético.

En el área de Valle Ancho, se reconocen principalmente 2 grupos de direcciones de compresión, correspondientes a E-O ($267-262^\circ$) y otro grupo de direcciones cercanas a la N-S (178°). Las orientaciones del K_{max} promedio corresponden a una componente NNE-SSO y otra ONO-ESE (201° y 299° respectivamente). Estas lineaciones magnéticas fueron comparadas con el rumbo promedio de las principales estructuras desarrolladas en el área y con las direcciones principales del esfuerzo máximo. Como se puede observar en la figura 55A, la lineación magnética NE-SO (201°) es subparalela a los ejes N-S y NE-SO de pliegues y fallas inversas desarrollados en la en rocas deformadas de edad pérmica a miocena en la Franja de Maricunga y en parte central de Valle Ancho, con una diferencia angular máxima y mínima de 0° a 28° , respectivamente. Al comparar esta lineación magnética con los esfuerzos, estas presentan una diferencia angular de 61° y 66° . La otra lineación magnética es de orientación NO-SE y es mayormente paralela a las estructuras de rumbo sinestrales, a los anticlinales desarrollados a lo largo del valle, y por las fallas que levantan el bloque paleozoico, con una diferencia angular de $\sim 20^\circ$, mientras se encuentra a 58° de la dirección de compresión N-S (Fig. 55A). Direcciones de transporte \sim E-O al norte del área de estudio, en el Salar de Antofalla (26° S), fueron documentadas durante la depositación de secuencias eocenas (Kraemer et al., 1999), contemporáneas a las rocas estudiadas en Valle Ancho. Estos autores interpretaron que los sedimentos provinieron de un alto topográfico mayor y de gran escala ubicado directamente

al oeste del área de estudio, asociados al frente orogénico incaico, propuesto para ese periodo. De esta manera, la lineación magnética NE-SO se encuentra orientada más cerca de las estructuras N-S a NNE-SSO expuestas en toda el área, y perpendicular a las direcciones de compresión ~E-O calculadas para este sector, mientras que, si se compara con la dirección de transporte sedimentario, lo que indicaría que podría estar relacionada con procesos deformacionales. De esta manera, la fábrica magnética característica de estas rocas podría haber sido adquirida, o al menos predominantemente controlada, por la deformación, documentando una dirección de contracción (LPS) de orientación ~110°. Bajo los mismos argumentos, la alineación NO-SE reflejaba una fábrica magnética tectónica e indicaría una dirección de contracción NE-SO, paralela a una de las direcciones de compresión obtenida en este trabajo e identificada también por Wagner (2021).

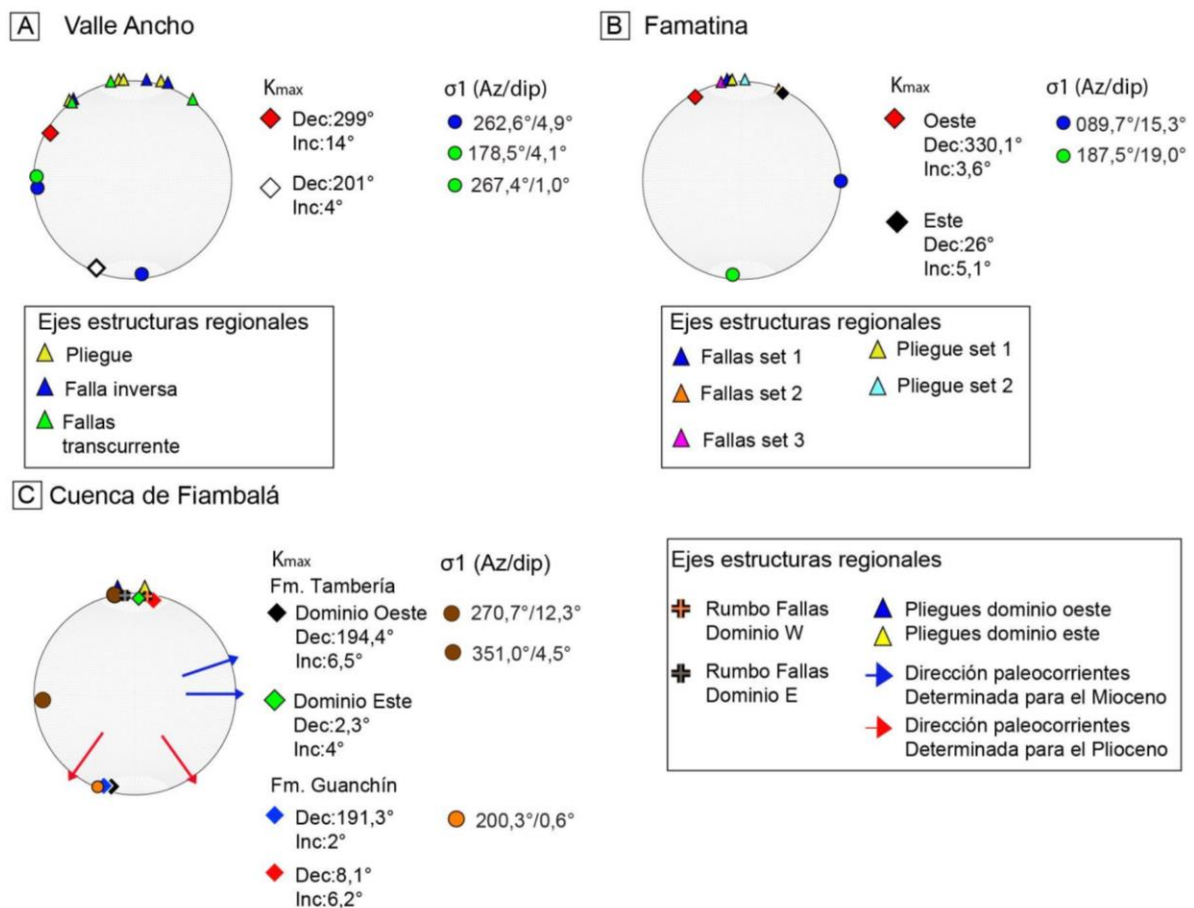


Figura 55. Relación espacial entre la lineación magnética, las orientaciones de los rasgos estructurales principales, azimuth del esfuerzo horizontal máximo σ_1 y las direcciones de paleocorrientes previamente publicadas en A) Valle Ancho, B) Famatina, y C) la cuenca de Fiambalá.

En el área de Famatina (Fig. 55B), se calcularon dos orientaciones medias del Kmax: NNO y NNE (330° y 026°), las que fueron comparadas con la orientación cercana a la N-S que presentan las fallas y pliegues, como también las direcciones de esfuerzos principales promedio de orientadas al E-W y N-S ($089,7^\circ$ y $187,5^\circ$). Las dos lineaciones magnéticas son subparalelas a las orientaciones de la fallas y pliegues principales, con una diferencia angular media cercana a los 25° , una diferencia máxima de 50° y una mínima de 4° respecto de la orientación de la lineación magnética NE (26° , Fig. 55B). Para esta misma lineación, el ángulo con la dirección de compresión E-W (89°) es $\sim 63^\circ$ (Fig. 55B), mientras que para la lineación orientada a los $\sim 330^\circ$, la diferencia de ángulos con la misma dirección de compresión es de $\sim 120^\circ$, lo cual podría indicar que estas lineaciones magnéticas se desarrollaron bajo la influencia de los esfuerzos y durante la actividad de las estructuras más orientales del sistema de fallas Sierra de Narvárez-Las Planchadas (SNLP). Dado que los ejes de AMS fueron restaurados por corrección de manto, la adquisición de la fábrica magnética fue anterior al evento principal de plegamiento y fallamiento ocurrido, por lo que las dos lineaciones magnéticas (NE y NNO) podrían asociarse a las direcciones de contracción (LPS) NE-SO (60°) y NO-SE (116°) previas a los eventos de deformación que involucraron a las rocas neógenas acumuladas en la cuenca de Fiambalá. Lo anterior permite pensar que estas direcciones de contracción, documentadas en rocas paleozoicas, pueden ser explicadas por varios eventos deformacionales sobreimpuestos, pero que en este trabajo están agrupadas en estas dos direcciones principales estimadas. Debido a que no existen análisis de paleocorrientes en estas rocas, no se puede descartar algún proceso sedimentario que haya controlado o al menos influenciado en la adquisición de la fábrica magnética.

En el dominio de Fiambalá (Fig. 55C), los ejes Kmax promedio obtenidos en rocas de la Formación Tambería presentan orientaciones principales N-S (194.4° y 2.3°), con variaciones de $\pm 24^\circ$, que pueden ser explicadas por algunos sitios que presentan ejes Kmax que no están totalmente contenidos en el plano, mostrando una inclinación máxima de 40° respecto al plano restaurado (Fig. 33B). La mayor parte de los sitios se obtuvieron en areniscas finas a muy finas, sin estructuras sedimentarias asociadas a facies fluviales de baja energía en niveles inferiores de la Formación Tambería (Carrapa et al., 2008), en donde las direcciones de paleocorrientes muestran una orientación E-O y NE-SO (90 y 66° , Carrapa et al. 2008). Esto no puede explicar la orientación de estas lineaciones magnéticas, ya que, en condiciones predominantemente sedimentarias, la alineación podría orientarse paralelo a estas direcciones de flujo (Tauxe 2006). Comparando las direcciones de la lineación magnética obtenidas en la cuenca de Fiambalá con las direcciones de rumbo de estructuras, como también a las

direcciones de esfuerzo horizontal máximo, las lineaciones magnéticas registradas en la Formación Tambería son subparalelas al rumbo de las estructuras, con una variación media de 10° , y son aproximadamente perpendiculares a las direcciones de compresión E-O obtenida en la Formación Tambería (270.7°). Por ello se interpreta que las orientaciones de los Kmax podrían estar controladas por la deformación durante la adquisición de la fábrica magnética, y podrían estar registrando un plegamiento complejo durante un proceso sintectónico (Roperch et al., 2010). Esta interpretación está en concordancia con la lineación magnética observada por Aubry et al. (1996) en estas rocas y en las que afloran en las Sierras Pampeanas, donde los autores sugieren que la lineación magnética debió ser adquirida en la etapa temprana de deformación documentada en estas zonas durante el Mioceno.

Respecto a las direcciones de Kmax para rocas de la Formación Guanchín, su origen es más ambiguo ya que no reconoce una relación clara con las estructuras y direcciones de compresión (Fig. 55C). Las direcciones de compresión medidas en rocas de esta Formación muestran una orientación principal N-S ($200,3^\circ$), mientras que las lineaciones magnéticas definidas por el Kmax muestran una orientación promedio N-S (191.3° en el límite norte y 8.1° en la parte central de la cuenca). Dichas lineaciones son paralelas a las direcciones principales de pliegues y fallas desarrolladas en rocas de basamento en contacto por fallas inversas sobre rocas de la Formación Guanchín, mientras que éstas se encuentran afectadas por pliegues y fallas de orientación NE-SO y E-O. Adicionalmente, paleocorrientes medidas en estas rocas por Carrapa et al. (2008) muestran direcciones tanto NO como NE. A diferencia de las claras relaciones de orientación entre las lineaciones magnéticas en rocas de la Formación Tambería, el rumbo de las estructuras, la orientación de la compresión y de las paleocorrientes, la relación entre estos elementos estructurales y la lineación magnética en rocas de la Formación Guanchín no es clara, por lo que no es posible determinar con precisión cuál es su origen, dado la gran variabilidad de orientaciones. El bajo desarrollo de la lineación y la distribución de los ejes Kmax, junto con una forma del elipsoide de AMS esencialmente oblata, podrían ser señales de que la Formación Guanchín registra una fábrica de origen principalmente sedimentario.

Por lo tanto, la fábrica magnética para las rocas de la Formación Tambería aparentemente fué adquirida e influenciada por procesos de deformación y direcciones de máxima compresión, dándole una naturaleza más tectónica que sedimentaria. Como resultado, una dirección de contracción LPS de orientación E-O, es interpretada y que afectó a las rocas de la Formación Tambería.

En las Sierras Pampeanas, particularmente en la Sierra de Hualfín los sitios obtenidos muestran dos orientaciones medias de los ejes Kmax de (77.5° y 276.3° , Fig. 56A y B). Estas lineaciones son mayoritariamente paralelas a la lineación magnética obtenida por Aubry et al. (1996) y no son paralelas a los ejes de pliegues y fallas principales de orientación NE-SO (30°), observándose diferencias entre 40° y 70° . Sin embargo, estas lineaciones son aproximadamente paralelas a las fallas inversas de orientación E-O expuestas en el borde sur de la Sierra (Fig. 56B), y perpendiculares a la dirección de máxima compresión orientadas al 123.8° . El Kmax promedio de orientación E-W (276°) puede relacionarse con las estructuras de orientación E-O expuestas en el borde sur de la sierra, mostrando una diferencia de 4.5° , mientras que la dirección de compresión NNE-SSE es perpendicular (23.8° , Fig. 56B).

Hacia el oeste en la cuenca de Hualfín - Corral Quemado, dos orientaciones cercanas al NE-SO del Kmax fueron calculadas a partir de los sitios de AMS (24.7° y 20.7° , Fig. 56C). Estas lineaciones son en su mayoría paralelas a los principales rumbos de las fallas que alzan la sierra de Culampajá-Papachacra y Chango Real, como también de las estructuras desarrolladas en las secuencias neógenas allí expuestas, mostrando una mínima diferencia de ángulos entre los rumbos de las estructuras y lineaciones magnéticas (entre 6° y 17° , Fig. 56C y D). Por otro lado, se han identificado dos relaciones principales entre la lineación del Kmax y las direcciones de máxima compresión; una dirección media es mayoritariamente paralela a la lineación, mientras que las direcciones de esfuerzo a los NO-SE son perpendiculares (123.8° y 303.1° , Fig. 56C y D). Por otro lado, al comparar con las direcciones de las paleocorrientes propuestas por Bossi et al. (2000) para las Sierras Pampeanas durante el Mioceno, dichas direcciones son principalmente NO-SE (130° , 117° y 168°), totalmente diferentes a las direcciones de las lineaciones magnéticas, por lo que probablemente no podrían explicar su orientación (Tauxe, 2006).

De esta manera, es probable que las lineaciones en la Sierra de Hualfín estén asociadas a las estructuras E-O y posiblemente reflejen, de esta manera, una contracción (LPS) N-S de carácter local o restringida a ese dominio de deformación; mientras que el Kmax NE-SO defina una lineación magnética subparalela a la estructura principal de mayor escala que representa el anticlinal que conforma la Sierra de Hualfín y, en consecuencia, defina una contracción (LPS) ONO-ESE. De acuerdo a los datos mostrados en el Capítulo II, hacia el extremo sur de las Sierras Pampeanas (Sitio 804, Fig. 33), la fábrica magnética presente en las rocas muestreadas se caracteriza por un eje Kmin perpendicular a la estratificación y los ejes Kmax están dispersos

dentro del plano, mostrando una lineación poco definida ($L=1,001$), una fábrica oblata, típica de una fábrica magnética tipo I (Robion et al., 2007), descartando alguna relación entre la deformación y la adquisición de la fábrica magnéticas de estas rocas.

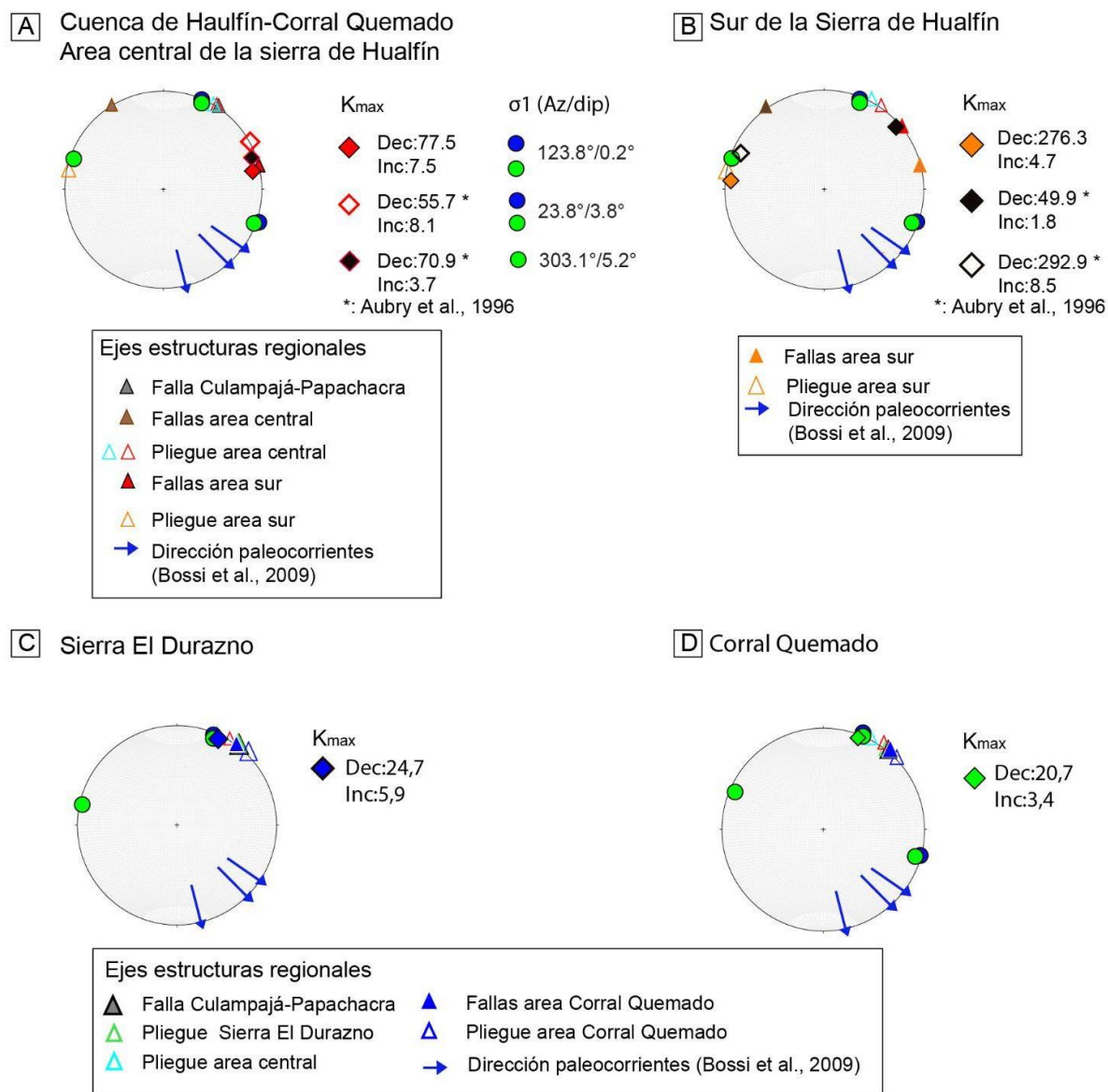


Figura 56. Comparación entre la lineación magnética, rumbo de fallas y pliegues, direcciones de compresión y las paleocorrientes plotados en una proyección estereográfica, en la areas de la Sierra de Hualfín (A) parte central y (B) sur, (C-D) Cuenca de Corral Quemado-Hualfín.

En las Sierras Pampeanas Orientales, los ejes Kmax tienen una orientación N-S (Fig. 57). El ángulo entre las lineaciones magnéticas obtenidas en rocas de la Formación Playa del Zorro y las direcciones de compresión son variables; siendo la dirección obtenida en rocas de la Formación Peñas Azules sub-perpendicular a esta lineación (Fig. 57A). Por otro lado, esta lineación es paralela al rumbo de las estructuras principales de este sector de las Sierras

Pampeanas, como muestran las diferencias de ángulos de 10 y 19° entre ambas orientaciones. Esta lineación magnética podría tener asociado una dirección de contracción (LPS) de orientación ~100°. No se identifican relaciones espaciales entre el Kmax obtenido en las rocas de basamento Paleozoico y el rumbo de las estructuras. En el dominio noreste, en las rocas expuestas en la cuenca de Santa María, la dirección de la contracción NO es mayoritariamente perpendicular a la lineación magnética NNE obtenida por Aubry et al. (1996), y es mayoritariamente paralela a las fallas NE que levantan las rocas paleozoicas expuestas en la zona (Fig. 57B).

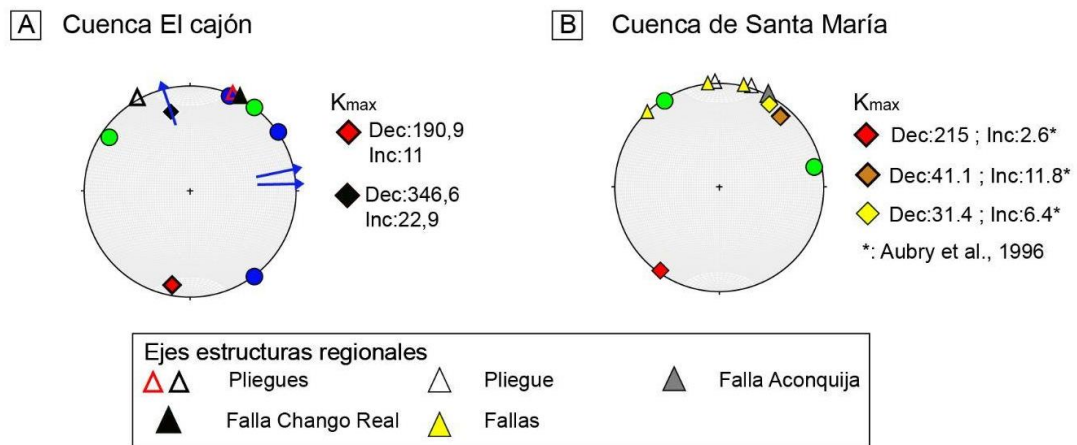


Figura 57. Comparación entre la lineación magnética, rumbo de fallas y pliegues, direcciones de compresión y las paleocorrientes planteados en una proyección estereográfica, en las áreas de las Sierras Pampeanas del Noreste.

De esta manera se concluye que las lineaciones magnéticas identificadas a partir del AMS son paralelas a la orientación del rumbo de las principales estructuras desarrolladas en el área de estudio, y son diferentes a la orientación de las estructuras sedimentarias. Se propone que la lineación magnética refleja una dirección de contracción, posiblemente activa durante el inicio de la deformación (LPS) y correlacionada con los datos cinemáticos en el análisis de fallas a mesoescala. Por lo tanto, la lineación magnética representa una dirección de contracción incipiente (LPS), (Fig. 58): a) NE-SO y E-O en Famatina, b) E-O en las rocas neógenas acumuladas en la cuenca de Fiambalá, c) en las Sierras Pampeanas noroccidentales reflejan la contracción principal N-S, en áreas del norte cercano al borde con la Puna, mientras que en las áreas del oeste muestran una contracción NO-SE, y finalmente, e) una contracción NNO-SSE en Sierras Pampeanas nororientales.

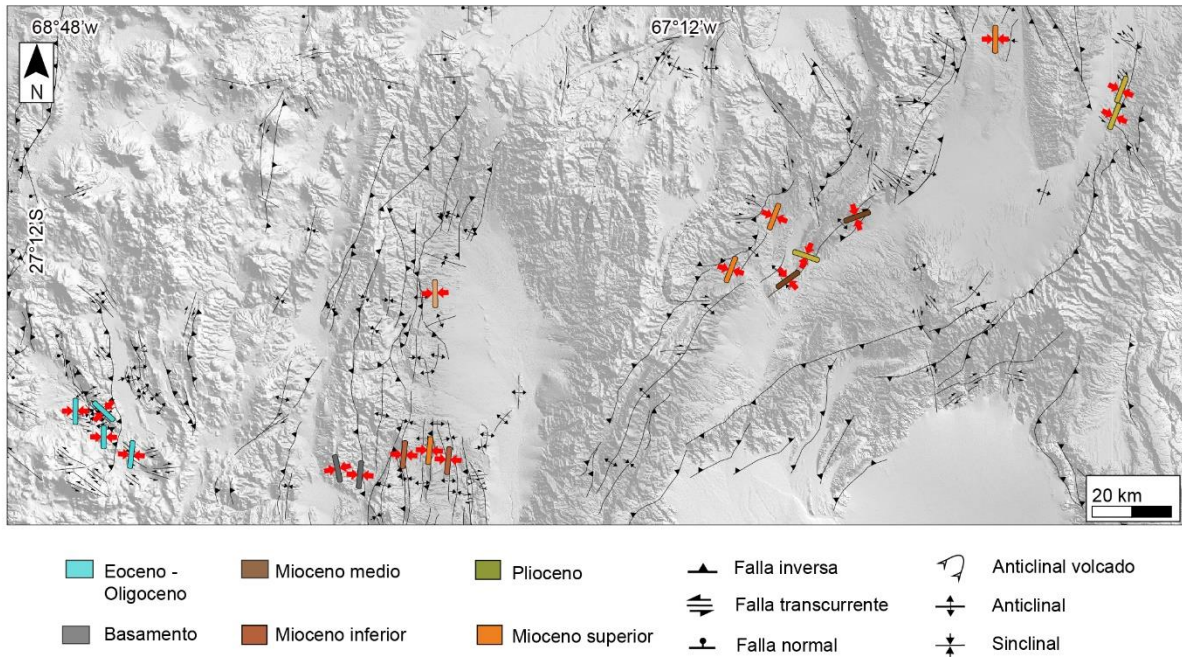


Figura 58. Direcciones de contracción LPS derivadas de las lineaciones magnéticas cuyo origen se propone que es principalmente tectónico. Este estudio y Aubry et al. (1996).

3. Deformación cuaternaria y su relación con el campo de esfuerzo y las estructuras profundas.

El análisis geomorfológico realizado permitió, en el área de estudio, reconocer diferentes tipos de marcadores de deformación en depósitos ubicados en áreas dominadas por distintos estilos estructurales. En el sector de valle Ancho, el análisis estructural regional y el análisis del campo de esfuerzos muestran que esta área ha estado sometida a un régimen de esfuerzo transcurrente asociado a las estructuras de cinemática sinistral activas desde el Mioceno tardío hasta, al menos, el Plioceno, debido a que afectan a rocas volcánicas datadas en ~3 Ma pertenecientes a los complejos volcánicos allí desarrollados, como el complejo volcánico del Pissis en Valle Ancho y los volcanes Santa Rosa y Copiapó, ambos ubicados más hacia el NO en la Franja de Maricunga. Los rasgos lineales analizados en el capítulo de deformación cuaternaria muestran características espaciales similares a estas estructuras, como lo es su orientación NO-SE y traza superficial rectilínea, que indicaría que la estructura sería de alto ángulo. Desde el punto de vista del análisis geomorfológico, su cinemática podría presentar un predominio de la componente vertical debido a los saltos que genera la superficie en ambos bloques, mientras que la componente horizontal presenta escasa evidencia en base a solo ciertas zonas en que la red de drenaje se encuentra desplazada lateralmente, sugiriendo una componente sinistral, pero mayormente alterada en la inclinación esperable o típica de

depósitos proximales de base de ladera, en las zonas bajas del volcán. De esta manera, es probable que los marcadores geomorfológicos identificados en Valle Ancho sean un indicio de que un régimen transtensional predomina durante el Cuaternario. En un ambiente volcánico continental, en presencia de edificios volcánicos de gran altitud, éstos presentan diferentes grados de inestabilidad asociados a colapsos centrales y laterales (Romero et al., 2021). Los mecanismos de colapsos pueden deberse a diferentes factores internos, como aquellos asociados al tipo y composición de las rocas que la conforman, temperatura, intrusiones de diques, hidrotermalismo, entre otros (ej., Kendrick et al., 2013; Schaefer et al., 2015). Por otro lado, entre los factores externos se encuentran los rasgos estructurales del basamento, actividad sísmica, como también la erosión glacial (ej., Roverato et al., 2021). Las estructuras asociadas a colapsos controladas por factores internos han sido descritas como estructuras mayormente curvas, en formas de “U” o “V” (Romero et al., 2021). Bajo diferentes regímenes de esfuerzos, los edificios volcánicos suelen ser sometidos a campo de esfuerzos locales y generar estructuras que las afectan (ej., Moriya, 1980; Tibaldi, 1995, 2010, entre otros). Gran parte de las estructuras de colapsos asociadas a la inestabilidad del edificio volcánico son en general curvas, elipsoidales, mientras que las estructuras de origen tectónico y enraizadas en el basamento tienen una extensión mayor, pero generan estructuras localmente curvas dentro del edificio volcánico, desarrollando en algunos casos estructuras tipo flor positiva (Mathieu et al., 2011). Las estructuras observadas en el área de Valle Ancho son estructuras cuya escala y extensión es evidentemente mayor al dominio del edificio volcánico que cubre el volcán Pissis, ya que no solo las atraviesa y afectan a rocas del basamento pre-cenozoico, sino que también involucra a rocas de otros centros volcánicos desarrollados en la Franja de Maricunga, por lo que las estructuras observadas dentro del área del volcán serían parte de este sistema mayor y una probable evidencia de que el régimen de deformación predominante en este sector sigue siendo de tipo transtensivo.

Por otro lado, en el sector de Famatina, la caracterización de los rasgos superficiales asociados a deformación ocurrida con posterioridad al Plioceno sugiere la presencia de estilos asociados a contracción y transcurrencia. Por un lado, el análisis estructural realizado en este sector muestra que un sistema estructural mayormente de tipo contraccional es el predominante al menos hasta el Plioceno. Las observaciones de campo junto con la caracterización de los rasgos morfológicos identificados en el DEM indican que los depósitos más antiguos y que cubren a rocas de las Formación Punaschotter (Unidad Q1), están plegados formando un anticlinal de limbo oriental pronunciado. De igual manera, bajo esta misma unidad, tanto las rocas de las Formaciones Guanchín como Punaschotter están desarrollando anticlinales como

sinclinales, y en contacto por fallas inversas con el basamento Paleozoico. Teniendo en consideración el modelo cinemático propuesto por Giambiagi et al. (2022), en donde los autores proponen que el valle de Chaschuil está dominado por fallas inversas vergentes hacia el interior del valle, la deformación que afecta a los depósitos aluviales más antiguos podría estar controlada por la propagación de estas fallas sobre la cobertura cuaternaria. Sin embargo, la cinemática dextral de la falla que afecta las unidades más jóvenes (Q4) sería el evento deformacional más joven ocurrido en el sector. Debido a la predominancia y mayor escala de deformación contraccional ocurrida en estos depósitos, una estructura de tipo transcurrente que afecta a depósitos plio-cuaternarios podrían ser explicada bajo dos mecanismos: una estructura local previa, que al presentar una orientación NE-SO se habría reactivado con una componente de rumbo de tipo dextral, o bien, esta estructura representaría una señal de un régimen transcurrente incipiente que estaría desarrollándose durante el Cuaternario. Un control de carácter pasivo, asociado a las secuencias deformadas de la Formación Guanchín que subyacen a estos depósitos podría obedecer a un efecto local en la deformación de los abanicos aluviales y depósitos aterrazados desarrollados en la ladera oriental, en donde éstos también están afectados por pliegues de rumbo N-S, vergentes al este, y fallas inversas de rumbo N-S a NE-SO, vergentes al oeste que levantan las secuencias pliocenas.

Finalmente, en el noroeste de las Sierras Pampeanas, los depósitos aterrazados deformados presentan una distribución espacial que sigue una geometría tipo pliegue anticlinal vergente al oeste, lo cual se interpreta como un indicador de deformación cuaternaria de tipo contraccional. Este estilo de deformación ha sido documentado en otras latitudes dentro del dominio de las Sierras Pampeanas y localmente, hacia el este en el Valle de Santa María (Strecker et al., 1989), lo que aportaría como una evidencia que refuerza la idea de que estas áreas actualmente se encuentran tectónicamente activas, siguiendo un régimen de deformación de carácter regional.

4. Integración de los campos de esfuerzo con la historia de la deformación, exhumación y sedimentación ocurridas durante el alzamiento del extremo sur del plateau de la Puna.

Para poder comprender la importancia de las direcciones de los esfuerzos principales obtenidos en este estudio, en relación con el alzamiento del extremo sur de la Puna, es necesario integrar los distintos estudios que se han enfocado en entender este alzamiento. Para ello, construir un modelo conceptual que integre las direcciones de máximo esfuerzo horizontal y las edades U-Pb aquí obtenidas, con las secciones balanceadas (este estudio y Giambiagi et al.,

2022) y datos previamente publicados (Sección de antecedentes geológicos), ayudará a visualizar la relación entre los patrones de deformación, el alzamiento de bloques de basamento y el consecuente desarrollo de cuencas y sedimentación sintectónica, separado en cuatro etapas de deformación (Fig. 59 y Fig. 60). Analizando el modelo conceptual resultante se discute su implicancia con la evolución de la deformación regional y los procesos geodinámicos involucrados en el levantamiento de la Puna Austral.

Etapa 1: Régimen contraccional (Oligoceno - Mioceno medio)

Desde el inicio de este período (Fig. 59A), la deformación estuvo caracterizada por el desarrollo de pliegues y fallas inversas concentrados mayoritariamente al oeste de la Puna, en la Franja de Maricunga. Esta deformación fue contemporánea con la actividad magmática responsable del emplazamiento de cuerpos intrusivos y con el desarrollo del volcanismo que caracterizó el período. Allí, el campo de esfuerzos fué predominantemente compresivo, con una dirección ~E-O del σ_1 . Durante el Mioceno temprano-medio (Fig. 59B), la deformación contraccional se expande hacia el este, contemporáneamente con levantamiento de rocas del basamento Paleozoico en las áreas central y oriental de la Puna Austral. Este levantamiento generó un sistema de cuencas flexurales intermontanas a partir de la fragmentación de una cuenca de antepaís de mayor escala. Al final de este período (Fig. 59C), el alzamiento de bloques de basamento por la actividad de fallas inversas delimitó los futuros bordes del plateau. La exhumación de las sierras del límite norte de Famatina controló la sedimentación de carácter sinorogénica en áreas proximales de la cuenca de antepaís miocena, denominada a esta latitud como cuenca de Fiambalá. Esta cuenca estuvo dominada por un régimen de esfuerzo compresivo, de orientación de máxima compresión E-O. En estas áreas, el antepaís sufre un proceso de fragmentación por el alzamiento de las sierras que delimitan el borde oriental de la cuenca de Fiambalá a los ~13 Ma. El acortamiento acumulado en la Etapa 1 es de ~75 km en la región que forma parte de la actual Puna oriental (Sección 1, Fig. 59A), y de ~50 km directamente al sur, entre la Franja de Maricunga y el Famatina (Sección 2, Fig. 59A).

Etapa 2: Inicio del régimen transcurrente al oeste de la Puna (Franja de Maricunga - Valle Ancho), contracción en la Puna y sectores externos (Famatina y Sierras Pampeanas, Mioceno tardío)

Durante el Mioceno medio (Figura 60A), el campo de esfuerzos en la Franja de Maricunga y el Valle Ancho se caracterizó por un régimen de transcurrencia/compresión con una orientación N-S de σ_1 , una orientación E-O de σ_3 y un σ_2 subvertical y de valores absolutos cercanos a σ_3 . Bajo este régimen tectónico, se desarrollan fallas de rumbo de orientación NO-SE, con una predominante cinemática sinistral. Por otro lado, en el área que corresponde a la Puna sur, el

régimen compresivo sigue activo, con una orientación E-O a NO-SE de σ_1 , mientras que las fallas inversas continuaron deformando las secuencias acumuladas en las cuencas intermontanas iniciadas en la Etapa 1. En el sector de Famatina, la compresión E-O continuó durante el desarrollo de la faja plegada y corrida de Fiambalá, contemporáneo al levantamiento de los cordones de basamento en las Sierras Pampeanas y a la deformación de las secuencias sedimentarias allí acumulada, bajo un régimen compresivo, localmente transcurrente, con una orientación NO-SE del σ_1 . En ambas zonas, las orientaciones de σ_1 son paralelas a las direcciones de acortamiento sin-depositacional estimadas a partir de estudios paleomagnéticos (ej.: Aubry et al., 1996; Quiroga et al., 2021), lo que sugiere que los elipsoides de esfuerzos y deformación fueron coaxiales para esta etapa de la deformación. El acortamiento acumulado alcanza la cantidad de ~85 km, mayormente concentrado en las fallas que levantaron los cordones que delimitan el borde entre la Puna y el NO de las Sierras Pampeanas (sección 1), y ~82 km en el Famatina Norte (sección 2).

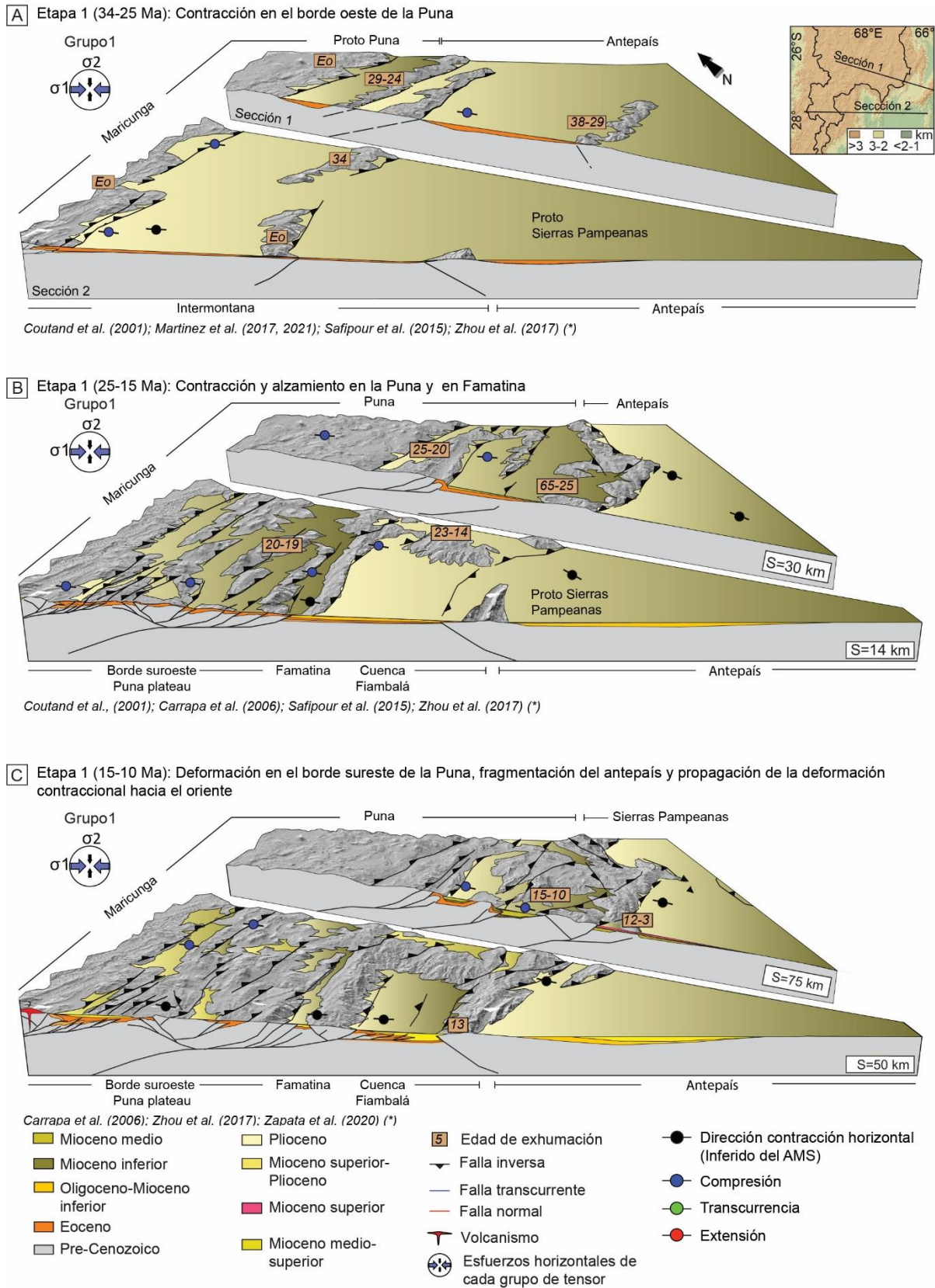


Figura 59. Modelo conceptual de la evolución neógena del alzamiento del borde de la Puna Austral (26°30'S-27°30'S). La etapa 1 estuvo dominada por un régimen de esfuerzos compresivos de dirección E-O. A) Compresión en el borde occidental del plateau (34-25 Ma). B) Expansión de la

compresión hacia Famatina y el sureste del plateau de la Puna (25-15 Ma). C) Deformación contraccional bajo esfuerzos compresivos en las Sierras Pampeanas (15-10 Ma). (): Estudios que muestran edades de exhumación.*

Etapas 3: Regímenes transcurrentes y contraccionales tardíos (Mioceno tardío-Plioceno temprano)

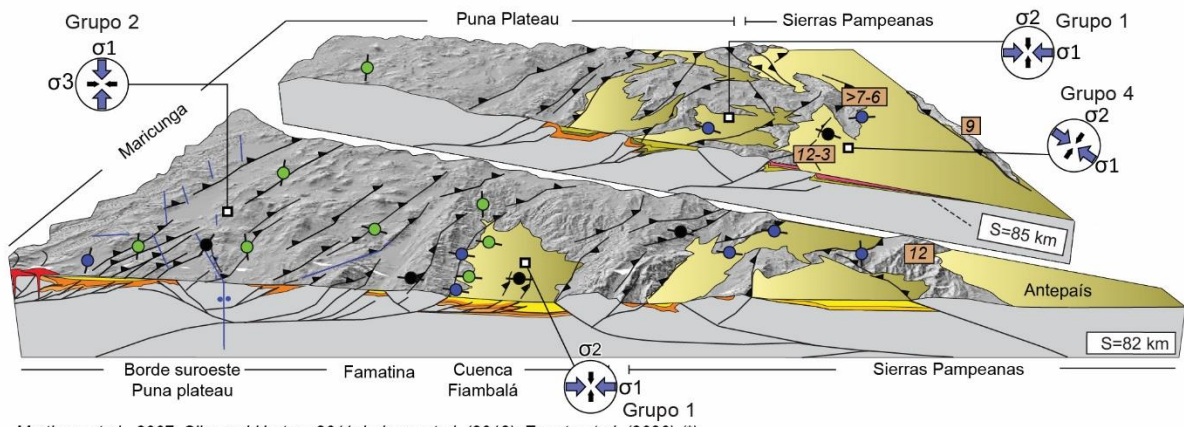
Durante este periodo (Fig. 60B), el régimen transcurrente en las zonas occidentales experimenta una rotación de la orientación de σ_1 desde N-S hacia una dirección E-O. El sistema de fallas de rumbo NO-SE sigue activo en la Franja de Maricunga y en las áreas de Valle Ancho. A diferencia de la parte occidental, el campo de esfuerzos en el borde oriental presenta un régimen compresivo, con σ_1 orientado al N-S al NO-SE. Bajo este régimen, las fallas de rumbo afectan a las estructuras contraccionales activas durante las etapas 1 y 2. Al este de Famatina, la faja plegada y corrida de Fiambalá incorporó rocas del Plioceno, mientras que el sistema estructural se propagó hacia el este. En Sierras Pampeanas, un régimen transcurrente bajo dos direcciones de σ_1 (NNE-SSO y NO-SE) dominaron la transición con la Puna, en donde fallas inversas y transcurrentes afectan las estructuras contraccionales activas en las etapas 1 y 2. Al final de este período, tanto al norte como sur, el acortamiento se concentró mayormente en las estructuras ubicadas en las Sierras Pampeanas, el borde oriental de la Puna experimentó un acortamiento total de ~110 km a lo largo de la sección 1, mientras que en el sur, 94 km de acortamiento son absorbidos.

Etapas 4: Régimen transcurrente en la Franja de Maricunga - Valle Ancho y en el borde oriental de la Puna, y contracción en Famatina y Sierras Pampeanas (Plioceno tardío-Cuaternario)

El último episodio (Fig. 60C) se caracteriza por la continuidad de la actividad de fallas transcurrentes en las áreas de Maricunga y Valle Ancho, con un campo de esfuerzo en donde el σ_1 se dispone en una orientación E-W y el σ_3 con una orientación N-S, En el plateau, un régimen de fallamiento transcurrente, en algunos casos con una componente de movimiento normal, con una orientación N-S a NO-SE de σ_1 es el campo de esfuerzos más joven. Dicha transurrencia estaría predominando en el tiempo presente, evidenciado tanto por expresiones geomorfológicas como por los mecanismos focales registrados a lo largo del borde del plateau. En Famatina Norte predominó la compresión E-O, localmente afectada por un campo de esfuerzo con σ_1 de orientación N-S en la transición hacia el plateau. Durante esta última etapa, la deformación contraccional es mayormente gobernada por un régimen de esfuerzos caracterizados por un σ_1 de orientación NO-SE y transcurrente en las zonas que bordean la meseta. Bajo este régimen de esfuerzos compresivo ocurre el último episodio de crecimiento

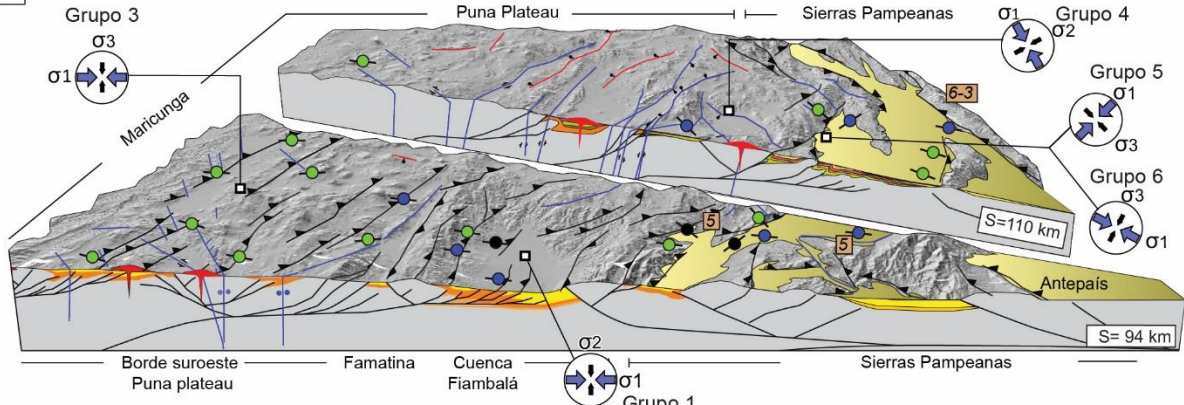
topográfico mayormente concentrado en las Sierras Pampeanas entre los 5 y 3 Ma, y que separan la cuenca intermontana desarrollada en esta zona del antepaís directamente ubicada hacia el este. La predominancia de la deformación contraccional dio como resultado la deformación de depósitos aluviales y fluviales depositados en el piedemonte de las sierras. Este último episodio de acortamiento acumula un total de ~137 km en Puna y Sierras Pampeanas (Sección 1), y de ~106 km en la transición de Famatina con las Sierras Pampeanas (Sección 2).

A Etapa 2 (10-7 Ma) : Régimen transcurrente en el borde oeste de la Puna y contracción en Famatina y Sierras Pampeanas



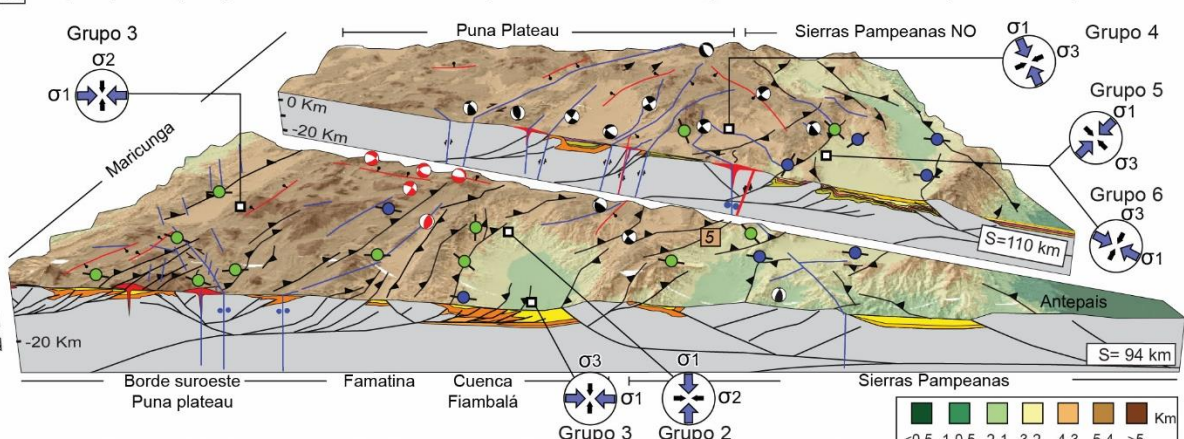
Mortimer et al., 2007; Siks and Horton, 2011; Lobens et al. (2013); Zapata et al. (2020) (*)

B Etapa 3 (7-3 Ma): Régimen transcurrentes y contraccional tardíos en la Puna



Sobel and Strecker, 2003; Mortimer et al., 2007; Siks and Horton, 2011; Lobens et al. (2013); Zapata et al. (2020) (*)

C Etapa 4 (3-0 Ma): Regimen transcurrente al interior y en el borde de la Puna, y contracción en Famatina y Sierras Pampeanas



Sobel and Strecker, 2003; Mortimer et al., 2007; Siks and Horton, 2011; Lobens et al. (2013); Zapata et al. (2020)



Figura 60. Modelo conceptual de la evolución neógena del alzamiento del borde de la Puna Austral (26°30'S-27°30'S). A) La etapa 2 (10-7 Ma) corresponde al inicio del régimen transcurrente y compresivo en borde occidental y oriental, respectivamente. B) La etapa 3 (7-3 Ma) documenta una etapa transicional tardía caracterizada por un régimen de transcurrente con σ_1 orientado al E-O en las áreas occidentales, y compresión N-S a NO-SE en la zona oriental del plateau; y fallas locales transcurrentes en el norte de Famatina y en las Sierras Pampeanas, con una orientación NO-SE de σ_1 predominan. C) La etapa 4 (3-0 Ma) se caracteriza principalmente por un régimen transcurrente generalizado en los bordes de la Puna. (*): Estudios que muestran edades de exhumación.

5. La relación entre el campo de esfuerzo, el acortamiento y los estilos de deformación.

El modelo evolutivo propuesto en la sección 4 de este capítulo permite visualizar como se relaciona el cambio en el patrón de los campos de esfuerzos tectónicos con la evolución de la cinemática de las fallas de primer orden documentada en el sector más austral del plateau de la Puna (Figs. 59 y 60).

Las dos secciones geológicas modeladas a lo largo de la Puna Suroriental (Sección 1, NW-SE, 26°30'S) y entre la Franja de Maricunga y Sierras Pampeanas (Sección 2, E-W a los 27°30'S, Giambiagi et al., 2022), presentan ubicaciones claves para comparar similitudes y diferencias en la deformación ocurrida entre el extremo sur de la Puna y en las áreas externas directamente al sur. Ambos modelos cinemáticos muestran episodios de deformación contraccional que pueden ser explicados por la propagación de la deformación a través de estructuras profundas vergentes hacia el este, desarrollando una sucesión de sistemas estructurales de piel híbrida conformado por fallas profundas que levantan rocas de basamento, y que en zonas someras de la corteza se propagan a través de estructuras bivergentes hacia la cobertura cenozoica. Cinemáticamente, la actividad y geometría de las fallas, el desarrollo de topografía y el consecuente efecto de subsidencia flexural local explica en gran medida la altura alcanzada a lo largo de ambas transectas, como también el desarrollo de cuencas flexurales y el estilo estructural que afecta a las rocas allí acumuladas durante cada periodo de deformación identificado en el sector.

Si bien, algunas de las estructuras profundas de primer orden presentan una correlación especial entre ambas transectas, ambas zonas se diferencian en términos de la cantidad de acortamiento, observándose una disminución hacia el sur en cada una de las 4 etapas: durante la Etapa 1 (Oligoceno-Mioceno medio) con un acortamiento de 75 y de 50 km, durante la Etapa 2 (Mioceno medio-tardío) con 85 y 82 km, durante la Etapa 3 (Mioceno tardío-Plioceno temprano) con 110 y 94 km, y finalmente durante la Etapa 4 (Plioceno tardío - Cuaternario),

con un acortamiento total de 137 y 106 km, en la sección 1 y 2 respectivamente. El gradiente de acortamiento reconocido al hacer dicha comparación es similar a la tendencia a escala orogénica del gradiente de acortamiento observada hacia el sur a lo largo del rumbo de los Andes Centrales, entre 24° y 36°S (Kley 1999; Riller y Oncken, 2003; Arriagada et al., 2008, Horton et al., 2018; Giambiagi et al., 2022). Este gradiente de acortamiento podría explicar algunos rasgos estructurales, principalmente en lo que respecta al levantamiento topográfico del plateau de la Puna, cuando se compara con las provincias geológicas del orógeno más al sur, en donde el plateau es inexistente, reforzando la noción de la importancia del control estructural en la construcción y evolución topográfica del plateau.

Al comparar la orientación de los esfuerzos principales y la dirección de acortamiento generado por las fallas inversas principales, algunas relaciones son posibles de identificar. Durante los dos primeros episodios de deformación (Etapas 1-2), la dirección de esfuerzo máximo σ_1 regional estimado es aproximadamente ~E-W, ortogonal al rumbo de las fallas inversas y pliegues de orientación ~N-S activos en estos dos episodios, identificados en la Puna, la Franja de Maricunga, y en Famatina; mientras que en Sierras Pampeanas, el esfuerzo σ_1 se orienta al NO-SE durante las Etapas 2 y 3, sector en el que las estructuras de mayor orden, ubicadas en el límite con el plateau de la Puna presentan una orientación NE-SO, lo cual indicaría que las direcciones de acortamiento y alzamiento son paralelas a la dirección de esfuerzo horizontal máximo.

Sin embargo, posterior al Mioceno medio-tardío (Etapas 3-4), mientras la deformación contraccional continua en las áreas de Famatina y las Sierras Pampeanas, la actividad de las fallas transcurrentes se concentró en las áreas de la Franja de Maricunga y Valle Ancho, y las direcciones de esfuerzo máximo y de acortamiento activas en estos periodos no son paralelas, lo cual indica que la Etapa 2 representa el primer cambio entre las direcciones de acortamiento y régimen de esfuerzo, y sugiriendo que a partir del inicio de la transurrencia en el borde del plateau, las direcciones de acortamiento tectónico son no coaxiales con la dirección de máximo esfuerzo horizontal.

Mas aún, esta no-coaxialidad se mantiene en las siguientes etapas de deformación, pero de manera heterogénea entre el borde occidental y el oriental. El análisis del campo de esfuerzos muestra que en la vertiente occidental del borde del plateau, el σ_1 mantiene una orientación E-O durante la etapa 1 (compresión) y durante la etapa 3 (transurrencia). Entre ambas etapas, durante la etapa 2, dominó un campo de esfuerzo caracterizado por σ_1 en una orientación N-S (Grupo 1). La edad de este régimen de esfuerzos no pudo ser bien acotada en el área de estudio, sin embargo, las relaciones de corte entre las estructuras que definen los

diferentes campos de esfuerzos indican que el grupo 2 es más joven que el campo de esfuerzo que caracteriza la Etapa 1, pero no se encontraron evidencias que aseguren de que es más antigua que la transurrencia de la Etapa 3 (Grupo 3). Si bien este régimen de esfuerzos no presenta una importante distribución dentro del plateau Andino, más bien es poco común a gran escala en el orógeno andino, latitudinalmente en algunas áreas este cambio de esfuerzos ha sido delimitado temporalmente, y el cambio desde compresión E-O, pasando a N-S (es decir, del Grupo 1 al Grupo 2) y posteriormente a transurrencia con σ_1 orientado al E-O ha sido documentado en la vertiente occidental del plateau entre 22° y 26°S durante el Mioceno tardío (Giambiagi et al., 2016), y durante el Plioceno medio el norte de Perú (Mercier et al., 1992). En el contexto de estas observaciones documentadas fuera del área de este estudio, es probable que la orientación N-S de σ_1 durante la Etapa 2 representaría un régimen de transicional entre los esfuerzos que conforman el Grupo 1 y los que conforman el Grupo 3 identificado en las etapas 1 y 3 aquí definidas.

A diferencia de la orientación N-S que caracteriza las estructuras de la ladera occidental del plateau, las principales estructuras observadas en las Sierras Pampeanas cambian de orientación, pasando de una orientación N-S en el sur, en donde el plateau es un rasgo inexistente, a una orientación NNE o NE en el norte, en la transición entre el plateau y Sierras Pampeanas. Este cambio en el rumbo de las estructuras también se observa en la orientación de σ_1 durante el Mioceno tardío, que de sur a norte cambia desde una orientación E-W a NO-SE, lo que puede ser explicado por el cambio de orientación de las estructuras, y que en última instancia podría resultar ser una consecuencia del gradiente de acortamiento identificado en este estudio, o la variación en la orientación de las estructuras que afectan el basamento (ej., Hongn et al., 2010), interpretado como una expresión más local. pero ligado al gradiente regional registrado para los Andes Centrales y del Sur.

6. Causas de la variación del campo de esfuerzos.

Las observaciones en la evolución de la deformación y del campo de esfuerzos de la Puna Austral y de las regiones adyacentes presentan algunas similitudes con la evolución estructural de otros plateaus topográficamente elevados desarrollados en otros orógenos del planeta. Se ha observado en orógenos tectónicamente activos que los plateaus pueden alcanzar un estado crítico del campo de esfuerzos a lo largo del tiempo, generándose el cambio de σ_3 en una posición vertical por σ_1 , lo que resulta en un régimen tectónico extensional asociado al desarrollo de fallas normales producto del colapso gravitacional del plateau. Un ejemplo

paradigmático de este cambio en los esfuerzos ha sido documentado durante la construcción del plateau Tibetano (ej., Armijo et al., 1986; Tapponnier et al. 1981; Mercier et al., 1987; Dewey et al., 1988; Yin y Harrison, 2000; Taylor et al., 2003; Liu et al., 2003), en donde un régimen de esfuerzo predominantemente compresivo cambió a un régimen de transcurrente cuando el plateau habría alcanzado la mitad de su elevación actual, y que posteriormente derivó en un régimen extensional, entre 14 y 4 Ma, cuando la altitud del plateau fue superior al 80% respecto a su actitud actual (Liu et al., 2003). A diferencia de las áreas internas del plateau, en los bordes y márgenes externos se desarrolló un campo de esfuerzo compresivo que ha prevalecido desde el Plioceno, asociado a una tectónica inversa y transcurrente explicado a través una transferencia de esfuerzos desde regiones con una energía potencial gravitatoria mayor hacia regiones con elevaciones inferiores (Coleman et al., 1995; Harrison et al., 1995; Yin et al., 1999; Blisniuk et al., 2001; Liu et al., 2003; Zhao y Xu, 2009; Styron et al., 2013).

Tal como se ha observado en el plateau Tibetano, este estudio analiza una compleja evolución espacial y temporal del campo de esfuerzo en el borde del plateau de la Puna y de las zonas adyacentes, impulsada por múltiples causas que se analizarán en esta sección. Descifrar los diferentes factores forzantes de las variaciones del campo de esfuerzos tectónico durante la construcción de las montañas es crucial para comprender los procesos orogénicos en el tiempo y en el espacio, sumado a un análisis estructural regional entre 2 secciones, entrega una perspectiva espacial del sistema orogénico. En gran medida, muchos de estos diferentes factores han permanecido enigmáticos.

El cambio del campo de esfuerzo desde un régimen de compresión a uno transcurrente es consecuencia de una permutación de esfuerzos principales de tipo σ_3/σ_2 , que se produce cuando σ_3 aumenta su magnitud con respecto a σ_2 , o cuando σ_2 disminuye con respecto a σ_3 , mientras que la orientación de σ_1 permanece igual. Este tipo de permutación puede asociarse a cuatro posibles causas: a) cambios en los esfuerzos horizontales debido a variaciones en las tasas de convergencia y/o a la orientación en el vector de convergencia que pueden reducir las magnitudes absolutas de σ_1 , así como de σ_2 en un régimen compresivo (ej., Marrett et al., 1994); b) el engrosamiento de la corteza, la delaminación y el levantamiento topográfico asociado, que aumenta la magnitud del esfuerzo vertical (σ_3 en un régimen compresivo), similar a lo propuesto en las zonas topográficamente elevadas de los Andes Centrales (4°-14°S, Sebrier et al., 1988; 15°S, Wimpenny et al., 2018; 22°-30°S, Tibaldi y Bonali, 2018) y en el Tíbet; c) la generación de un gradiente topográfico abrupto a lo largo del borde sur de la Puna que desencadena cambios en el campo de esfuerzos en el interior y en áreas a lo largo de los flancos del plateau o dentro de las regiones de antepaís adyacentes (Bird, 1991; Lamb, 2000;

Liu et al., 2003); y d) la presencia de anisotropías estructurales preexistentes a escala de la corteza, que pueden afectar la orientación del campo de esfuerzo (Hu y Angelier, 2004; Santimano y Riller, 2012; Weil et al., 2014; Riller et al., 2017). Estas cuatro posibles causas se examinan con más detalle a continuación.

a) Variaciones en el vector y la tasa de la convergencia de placas

La permutación de los ejes principales de esfuerzos no ha sido uniforme a lo largo y ancho del orógeno durante las diferentes etapas evolutivas del sur de los Andes Centrales, y sus posibles relaciones con la variación del azimut y las tasas de convergencia de la placa oceánica de Nazca no están claras. Las tasas de convergencia estimadas a los 30°S, durante el Mioceno temprano al Plioceno, muestran una desaceleración de la convergencia de 15 a 5 cm/año (Somoza y Guilleda, 2012), con un breve intervalo de aceleración registrado en todo el margen andino entre 11 y 9 Ma (Quiero et al, 2022). Durante el mismo período, el azimut habría variado entre ~74° y 84° (Somoza y Guilleda, 2012) o entre 70 y 85° (Quiero et al., 2022). Curiosamente, la disminución de las tasas de convergencia fue coetánea con la última fase de deformación contraccional responsable del levantamiento mioceno del plateau de la Puna y la transferencia hacia el este de un régimen compresivo acoplado a la expansión de la deformación desde Famatina hacia las Sierras Pampeanas, como fue documentado en este estudio. Entre los 7-5 Ma, la tasa de convergencia se mantuvo constante; sin embargo, este período coincide con el establecimiento del régimen deformacional transcurrente en la Puna austral, después de que el plateau ya había alcanzado su elevación topográfica final (ej., Garzzone et al., 2017). Se identifica, además, que el evento contraccional del Mioceno durante la Etapa 1 fué contemporáneo a la desaceleración de la convergencia, pero los eventos de deformación transcurrente descritos durante las etapas 2, 3 y 4 ocurrieron mientras la tasa de convergencia era constante. La desaceleración final después de los 9 Ma, con la subsiguiente estabilización de la convergencia a los ~5 Ma (Quiero et al., 2022), es contemporánea con el término de la compresión en la Puna y el inicio del régimen transcurrente en los bordes del plateau. Esta correlación temporal entre la deformación acumulada, el acortamiento y engrosamiento de la corteza a lo largo del eje del orógeno y la estabilización de la convergencia en el momento en que dichos parámetros alcanzan valores altos (o máximos para el último periodo de desarrollo de plateau) podría indicar que la placa superior, y los procesos que allí están ocurriendo podrían tener algún tipo de interacción o efecto sobre la estabilización en dicha convergencia o bien, los cambios en la convergencia no han sido un factor importante durante la deformación de la placa superior. La falta de correlación entre la tasa convergencia y ortogonalidad con respecto al margen continental con las etapas de compresión y contracción

en la Puna permiten excluir los cambios en la tasa de convergencia de la subducción como el factor de primer orden en el control de la permutación de los ejes de esfuerzos identificado durante la deformación localizada en la placa superior.

b) Deformación, engrosamiento de la corteza y delaminación litosférica.

El espesor de la corteza en la región de estudio se ha inferido a través de datos geoquímicos y geofísicos (Kay et al., 1994; Kay y Mpodozis, 2002; McGlashan et al., 2008 y Kay et al., 2014), los que sugieren que la corteza ha aumentado en su espesor durante el Cenozoico tardío. En términos generales, la corteza continental habría experimentado un aumento de ~35 a 75 km entre ~34 y 5 Ma, alcanzando un grosor de la corteza de ~50 km a los ~24 Ma, y de ~75 km durante los últimos ~10 Ma (Kay y Mpodozis, 2002; Kay et al., 1994 y McGlashan et al., 2008, Fig. 62A). Si se comparan los periodos de cambio del espesor cortical con los cambios en el campo de esfuerzo ocurridos durante las etapas de deformación definidos en este trabajo, es posible identificar una relación entre el aumento del espesor y el cambio en los esfuerzos. Desde los ~24 Ma, cuando el régimen compresivo estaba activo (Etapa 1), el espesor de la corteza aumentó de 35 a 55-65 km (S1, Fig. 62B). Entre los 11-9 Ma, durante la Etapa 2 (Fig. 62B) el espesor de la corteza seguía aumentando, probablemente durante una expansión de la raíz de la corteza hacia el este a medida que la deformación por fallamiento inverso actuaba en el alzamiento de rocas del basamento paleozoico. Este evento fue aproximadamente contemporáneo con la compresión N-S en las zonas altas de la Puna, E-O en Famatina y NO-SE en las Sierras Pampeanas (Fig. 62B). El espesor de la corteza aumentó a ~70-75 km, alcanzando su valor máximo en el momento en que el plateau alcanzó su elevación actual (Garzzone et al., 2006; Ghosh et al., 2006; Scott et al., 2018), durante Etapa 3 e inicios de la Etapa 4 (S3, Fig. 62B). Con este máximo espesor de corteza registrado en este sector de los Andes (~75 km, McGlashan et al., 2008), estas dos etapas representan la configuración final del campo de esfuerzos tectónicos durante el Plioceno-Cuaternario, caracterizado por el régimen transcurrente en la zona de transición entre el plateau y las zonas adyacentes. Lo anterior sugiere que, sobre los 60 km de espesor cortical, el esfuerzo vertical σ_3 aumento de magnitud tal que se genera la rotación vertical con el esfuerzo σ_2 , generando las condiciones para que la transurrencia comienza a ser el campo de esfuerzos dominante.

Durante estos episódicos eventos de deformación bajo un régimen compresivo y continuo engrosamiento cortical, diversos estudios proponen que los niveles inferiores de la corteza desarrollada en el dominio del plateau, incluyendo parte importante del manto litosférico, sufrieron un proceso de delaminación, lo que se tradujo en un desprendimiento del manto litosférico siendo reemplazado por el manto astenosférico de mayor temperatura y

menor densidad (ej., Kay and Kay, 1993; Kay et al., 1994; 2013; Bianchi et al., 2013). El desarrollo de una corteza mayormente debilitada respecto al segmento norte de plateau (Whitman et al., 1996), facilitó la deformación de la corteza, la producción de material magmático basáltico con señales geoquímicas que indican tener contaminación de la corteza inferior (Goss y Kay, 2009; Goss et al., 2013) cuyo ascenso fue facilitado por estructuras de alto ángulo que permitieron su llegada a niveles someros, o incluso superficiales (Montero López et al., 2010). El desarrollo y actividad de estas estructuras han sido atribuidas a la ocurrencia de este proceso de delaminación durante el Mioceno tardío al Plioceno, afectando a gran parte de los conos monogenéticos basálticos desarrollados en el extremo sur del plateau (Montero López et al., 2010, Zhou et al., 2013) y probablemente a los emplazados en la Franja de Maricunga y Valle Ancho. Mas aun, el alzamiento regional más joven es contemporáneo al inicio de actividad de estas fallas normales y transcurrentes, y serían consecuencia del colapso gravitacional atribuido a la delaminación (Risse et al., 2008), explicando no solo el desarrollo de estas estructuras, sino también gran parte desarrollo de las cuencas que existen hoy en día en la Puna (ej., Zhou y Schoenbohm, 2015; DeCelles et al., 2015; Schoenbohm & Carrapa, 2015; Tye et al., 2022; McMillan et al., 2022). Particularmente, el área cubierta por el extremo sur de la Puna, correspondiente de oeste a este a la Cordillera de San Buena Aventura, y la cuenca de Pasto Ventura corresponde a zonas en donde el volcanismo máfico desarrollado desde el Plioceno, las fallas normales y transcurrentes contemporáneas al volcanismo, y que afectan en las etapas tardías del desarrollo de la cuenca de Pasto Ventura, son interpretadas como estructuras generadas producto del aumento de la energía potencial gravitatoria resultados de los mecanismos tectono-magmáticos ya documentados para el sector. Si bien el fallamiento normal es asociado a una etapa de colapso gravitacional extensional, la predominante cinemática transcurrente por sobre la extensional sugiere que el campo de esfuerzo predominante estaría caracterizado por un esfuerzo principal intermedio (σ_2) vertical mientras las direcciones de compresión y extensión son horizontales, explicando gran parte de las direcciones ~ NS y NE-SO documentadas en estudios previos (Marret et al., 1994, Baldwin, 2005; Montero López et al., 2010; Daxberger et al., 2015). Es probable, entonces que gran parte de las estructuras de rumbo identificadas en este estudio, junto con los anteriormente citados reflejen un campo de esfuerzo de tipo transcurrente que represente una transición hacia el régimen extensional característico de un proceso de colapso gravitacional, mayormente desarrollado hacia el norte del plateau. Dicho campo de esfuerzos transcurrente sería mayormente controlado por el progresivo engrosamiento cortical bajo regímenes compresivos, e influenciado en menor medida por el alzamiento topográfico, y aumento de la energía

potencial gravitatoria, ocasionados por el ajuste isostático que podría generar un proceso de delaminación cortical (ej., Kay y Kay, 2013, Kay et al., 1994, Montero López, 2010 y Tye et al., 2022).

Diversos estudios se han centrado en la evolución del campo de esfuerzos durante el Cenozoico tardío en diferentes sectores de los Andes, y en ellos se indica la existencia de una relación temporal entre el alzamiento y engrosamiento de la corteza, y los cambios en el campo de esfuerzos (ej., Sebrier et al., 1988; Mercier et al., 1992; Giambiagi et al., 2016, 2017). Los cambios observados en los regímenes tectónicos siguen una permutación tanto de σ_3 y σ_2 , como de σ_1 con respecto al eje vertical de esfuerzos (Piquer et al., 2016; Giambiagi et al., 2016, 2017), escenarios que suelen ir acompañados de cambios en los procesos magmáticos del orógeno (Sebrier et al., 1985; Cabrera et al., 1987; Kay et al., 1993, 1994; Marret et al., 1994, Montero López et al., 2010, entre otros). Como han revelado estos estudios y el análisis estructural aquí presentado, estos cambios de gran escala han afectado al orógeno espacial y temporalmente de manera diacrónica. En la Cordillera Occidental (22-26°S) se produjo entre 6 y 3 Ma (Marrett et al., 1994, Cladouhus et al., 1994; Marrett y Strecker, 2000; Giambiagi et al., 2016); en borde austral de la Puna (26°30'-27°30'S) entre ~11 y 9 Ma (este estudio); en la Cordillera Frontal (30°S) entre ~14 y 11 Ma (Giambiagi et al., 2017); y a los 33°S entre ~11-5 Ma (Piquer et al., 2016).

Teniendo en consideración estos antecedentes, es posible considerar que el engrosamiento de la corteza, el consecuente proceso de delaminación de la litosfera, y la elevación topográfica resultante de ambos procesos, son factores de primer orden que controlan el cambio en el campo de esfuerzos a nivel regional a lo largo de todo el borde sur del plateau.

c) Anisotropías estructurales preexistentes

El área de estudio cubre una zona que involucra diferentes unidades morfotectónicas que, incluyendo la Franja de Maricunga y Valle Ancho en la Cordillera Frontal, Famatina, las Sierras Pampeanas y el borde sur plateau, las cuales se caracterizan por estar formadas de rocas con importantes contrastes composicionales y reológicos, así como también por estructuras con diferentes orientaciones, cinemática y temporalidad (Ver Capítulo 1.7, Antecedentes Geológicos).

Si bien las direcciones de esfuerzos horizontales muestran direcciones medias particulares para cada una de las etapas definidas en cada dominio morfotectónico, los tensores individualmente presentan localmente desviaciones respecto a ese promedio. Algunos estudios basados en modelos numéricos (Hu et al., 2004) como en observaciones de campo (Weil et al., 2014) muestran que existe una relación entre las heterogeneidades mecánicas asociadas a

fractura de fallas, heterogeneidades composicionales del basamento y la orientación de fallas y pliegues, y orientación en los esfuerzos principales tanto horizontales como verticales. Por un lado, Hu et al. (2004) proponen en base a modelos numéricos comparados con casos reales, que las variaciones en la reología de las rocas y la existencia de heterogeneidades en la deformación frágil, caracterizada por la presencia de bloques de rocas estructuralmente intactos entre zonas altamente fracturadas y falladas en donde el esfuerzo se acumularía, pueden representar las condiciones necesarias para producir permutaciones de σ_1/σ_2 y σ_2/σ_3 de carácter local, respecto a un campo de esfuerzo “lejano” de primer orden o regional. La presencia de heterogeneidades estructurales y primarias alojadas en el basamento han sido consideradas como un factor en la partición de la deformación respecto a una dirección homogénea de acortamiento regional o de campo lejano. Dichas estructuras han explicado deflexiones y cambios en las direcciones de acortamiento y compresión y rotaciones locales de eje vertical documentadas en otras zonas de estudio (Weil et al., 2014). Bajo esta perspectiva, bajo un régimen de esfuerzo particular, la orientación mayormente ortogonal de ejes de pliegues y fallas respecto a un esfuerzo máximo horizontal, suelen activarse de manera más eficiente, mientras que en orientaciones oblicuas la deformación y la cinemática podría responder localmente a una transurrencia (Weil et al., 2014).

La presencia de discontinuidades estructurales en el área de estudio se reconoce por las diferencias en la orientación y cinemática de las estructuras entre cada bloque morfotectónico, así como también por las alternancias litológicas y las anisotropías internas generadas por los múltiples eventos de deformación paleozoica registradas en las rocas del basamento (ej., Garrasino, 1985; Seggiaro y Hongn, 1999; Riller y Hongn, 2003; Hongn et al., 2007; Hongn et al., 2010). De esta manera, la existencia de estas diferencias podría jugar un rol en el control del campo de esfuerzo a lo largo del borde sur del plateau, donde rocas pre-cenozoicas de diferentes edades, presentan anisotropías estructurales que fueron reactivadas durante el Cenozoico tardío. Ejemplo de lo anterior se reconoce a lo largo del borde occidental del plateau a través del sistema de fallas NO-SE desarrollado a lo largo de Valle Ancho y la Franja de Maricunga. Durante el Eoceno tardío, y posteriormente en el Oligoceno tardío, estas estructuras habrían estado activas como fallas inversas bajo un régimen compresivo principalmente E-O y a NE-SO, pero después del Mioceno medio, parte de estas estructuras y pliegues muestran estar afectadas fallas más jóvenes, transcurrentes, o en algunos casos, reactivadas como fallas de la misma naturaleza (Wagner, 2021; este estudio). Hacia el este, estas estructuras pierden expresión en superficie y se observan interrumpidas por el sistema fallas característico del bloque de Famatina y de la cuenca de Fiambalá, mayormente orientadas al N-S a NNE-SSO.

Las fallas NE-SO, de escala kilométrica, desarrolladas en las Sierras Pampeanas marcan otro cambio en la orientación de los rasgos estructurales, en donde los sectores surorientales las rocas de basamento paleozoico presentan foliación metamórfica y bandeamiento de flujo en pegmatitas e intrusivos, vinculadas al desarrollo de las estructuras principales involucradas en el alzamiento de cordones de basamento, como un ejemplo del control de las heterogeneidades heredadas del basamento, generadas durante la historia de deformación pre-cenozoica allí preservadas (Turner, 1973; Schmidt et al., 1995; Ramos et al., 2002). Por otro lado, las fallas que delimitan los bloques de basamento en el borde sur del plateau son evidentemente heterogéneas en su orientación, y muestran orientaciones tanto NE-SO que cambian a hacia ENE-OSO en la parte más oriental en el sector de Pasto Ventura. Estas variaciones en la orientación de las estructuras para cada uno de los bloques morfotectónicos son una expresión de la diversidad litológica y estructural que caracteriza el basamento del noroeste argentino (Hongn et al., 2010) involucrado en el borde austral del plateau, por lo que deberían ser un factor a considerar cuando ocurren variaciones y rotaciones en plano horizontal en la orientación de los esfuerzos principales, restringido a cada bloque morfotectónico.

d) Gradiente topográfico

En el antepaís oriental del norte del Perú, Wimpenny et al. (2018) atribuyeron el inicio del acortamiento a los 5-9 Ma al contraste horizontal de energía potencial gravitacional entre el Altiplano de gran altitud y las zonas topográficamente más bajas de las sierras Subandinas. Estos autores concluyeron que las direcciones de acortamiento son paralelas a los máximos gradientes topográficos. De manera similar a lo que ocurre en la transición entre el Altiplano y las zonas subandinas, las áreas de la meseta de la Puna, la Franja de Maricunga, el Norte del Famatina y las Sierras Pampeanas, representan un contraste entre zonas de alta y baja elevación, desarrollando un gradiente topográfico. Es posible que la variación en las direcciones de acortamiento entre el plateau de la Puna y las regiones externas y de menores elevaciones sea el resultado de un efecto de borde entre estas zonas y un efecto de la transmisión de energía potencial gravitacional desde las zonas altas (plateau de la Puna) y las zonas bajas (Famatina y Sierras Pampeanas).

7. Evolución del campo de esfuerzo e implicancias para el alzamiento Andino.

La integración del análisis de paleoesfuerzos, la cinemática de la deformación y su relación con la historia del alzamiento de la Puna sur, y la evolución del espesor cortical en el eje del orógeno, se pueden asociar con tres procesos de evolución orogénica mayores involucradas en la evolución de los Andes Centrales a estas latitudes (Fig. 62C):

Fase 1: Construcción orogénica durante el Paleogeno-Neógeno: Esta fase corresponde a la etapa 1, definida en este estudio, documenta un régimen compresivo con un esfuerzo horizontal máximo mayormente orientado E-O, el cual podría estar relacionado con el acortamiento regional E-O documentado en eventos ocurridos en el Eoceno, Oligoceno tardío, y Mioceno medio en la vertiente occidental del borde de la Puna (Kraemer et al., 1999; Daxberger y Riller, 2015; Giambiagi et al., 2016; Zhou et al., 2016, 2017; Mpodozis et al., 2018), y desde el Mioceno medio en la vertiente oriental, desde las áreas de Famatina, cuenca de Fiambalá y Sierras Pampeanas (Carrapa et al. 2008; Safipour et al., 2015; Da Poian et al., 2015; Quiroga et al., 2021). Sería contemporánea con un proceso de engrosamiento y crecimiento de la corteza debajo de las áreas de mayor levantamiento topográfico, en la Cordillera Frontal y en la Puna. Durante esta etapa de construcción orogénica, las fuerzas tectónicas son mayores en comparación con las fuerzas gravitacionales ($F_g \ll F_t$).

Fase 2: Transición entre la construcción orogénica y el máximo crecimiento del plateau: Esta fase corresponde a las etapas 2 y 3 que implican un régimen de esfuerzos de compresión/transcurrencia, a partir de los ~11 Ma y ~5 Ma en el borde occidental y oriental del plateau de la Puna, respectivamente, y de compresión en el Famatina y las Sierras Pampeanas. En este periodo, los esfuerzos verticales son relativamente más cercanos en magnitud con los esfuerzos tectónicos ($F_g < F_t$) como resultado del aumento del espesor cortical durante el alzamiento de la Puna.

Fase 3: Máximo engrosamiento cortical y desarrollo de un plateau orogénico: Está fase está representada por el régimen transcurrente ocurrido durante la Etapa 4 en la Puna y la Franja de Maricunga-Valle Ancho, después de ~5-4 Ma hasta la actualidad (Chinn y Isacks, 1983; Assumpcao y Araujo, 1993; Mulcahy et al., 2014). Esto se podría interpretar como un cambio crítico del campo de esfuerzo generado por un valor crítico del espesor de la corteza por sobre

60-70 km. En este momento, las fuerzas tectónicas están en equilibrio con las fuerzas verticales ($F_g = F_t$) en el borde y al interior del plateau, permitiendo las condiciones para el desarrollo del régimen transcurrente. Debido a que los datos presentados en este estudio no muestran evidencia de fallamiento normal generalizado o comparable con las estructuras inversas y transcurrentes identificadas y medidas a diferentes escalas, este estudio sugiere que el borde sur de la Puna no muestra evidencia de colapso orogénico ni un régimen de esfuerzos regional de tipo extensional asociado, en contraste con lo ampliamente documentado en sectores más al norte en el Altiplano y en Los Andes peruanos.

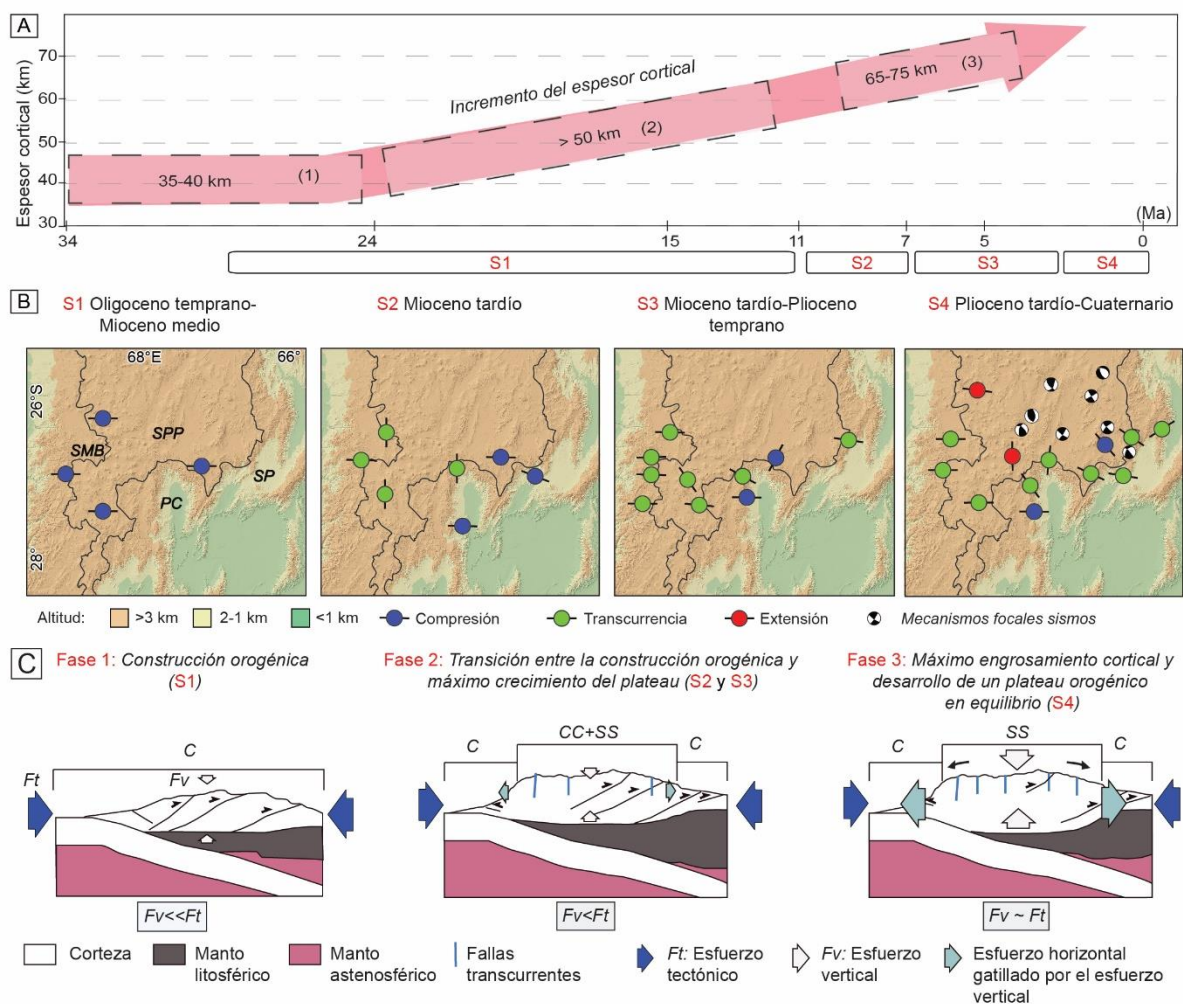


Figura 62. A): Evolución del espesor de la corteza durante el Cenozoico tardío: (1) Kay y Mpodozis (2002), (2) Kay et al., (1994) y (3) McGlashan et al., (2008), Bianchi et al. (2013). **B)** Variación del campo de esfuerzo durante cuatro estadios definidos en este estudio (S1, S2, S3 y S4). Mecanismos focales integrados de los estudios de Chinn y Isacks, 1983; Assumpção y Araujo, 1993 y Mulcahy et al., 2014 **C)** Correlación de las cuatro etapas de variación del campo

de esfuerzos propuestas en este estudio con las fases orogénicas documentadas en los Andes Centrales del Sur. C: Compresión; SS: transcurrancia; Fg: Fuerzas verticales de origen gravitacional; Ft: Fuerzas de origen tectónico.

Capítulo VI

Conclusiones

La tesis presentada tiene como objetivo estudiar la deformación y la evolución del campo de esfuerzos en el borde austral del segmento sur del plateau Andino, correspondiente a la meseta de la Puna, y que se extiende entre los 15° y 27°S. Los estudios previos del cambio en el campo de esfuerzos en el borde sur del plateau documentan la existencia de un evento extensional y transcurrente activo desde el Plioceno; sin embargo, no se sabe con precisión si este mismo patrón se mantiene en las zonas transicionales localizadas hacia el sur, en el borde y fuera del área del plateau. La investigación realizada en esta tesis analiza esos lugares claves para evaluar cómo el campo de esfuerzo cambia en el borde y en los sectores externos, y cuál es su relación con la historia de alzamiento de la Puna en este sector. Para llevar a cabo esta investigación se integraron distintas metodologías para cuantificar la deformación ocurrida entre el Eoceno tardío y el Plioceno, las cuales corresponden al desarrollo de mapas geológicos, análisis regional de las principales estructuras que caracterizan el sector, dataciones de circones con el método Uranio-Plomo, análisis de anisotropía de susceptibilidad magnética, análisis de paleoesfuerzo y el análisis cinemático a través de transectas estructurales balanceadas a lo largo del todo el borde del plateau y en las zonas externas directamente ubicadas hacia el sur. Para la deformación más reciente se realizaron análisis de modelos de elevación digital de alta resolución con los cuales se caracterizaron marcadores geomorfológicos de deformación.

De esta manera, a partir de los resultados obtenidos se puede concluir que:

- La caracterización de las estructuras a gran escala y del tipo de deformación muestra que el límite sur del plateau de la Puna existe una zona de transición entre importantes unidades morfotectónicas que, de oeste a este, corresponden a la Cordillera Frontal, el extremo norte de Famatina y las Sierras Pampeanas noroccidentales. Estas unidades están caracterizadas por sistemas de fallas y pliegues con importantes variaciones en la orientación, en la cinemática, en la vergencia y tiempo de actividad, afectando tanto a rocas del basamento pre-cenozoico, como también a la cobertura paleocena a cuaternaria, caracterizados como sistemas estructurales de piel gruesa e híbridos. Estas características en los dominios sugieren que la zona es estructuralmente anisótropa.
- Las tres edades U-Pb obtenidas en el área de Valle Ancho, en la vertiente occidental del borde la Puna, permiten restringir con precisión la edad de secuencias volcánicas que cubren a rocas fuertemente plegadas y falladas, cuya edad de deformación es hasta ahora

desconocida, logrando acotar la edad de la deformación contraccional de este sector en el Mioceno medio a superior (~13-9 Ma).

- El análisis de la anisotropía de susceptibilidad magnética fué utilizado para caracterizar la fábrica magnética de rocas paleocenas y neógenas. Los resultados muestran que gran parte de las rocas sedimentarias y volcanoclásticas depositadas en dicho período presentan una fábrica magnética mayormente sedimentaria, con el desarrollo de una lineación magnética incipiente que no parece estar relacionada con procesos sedimentarios, y que puede ser asociada a un origen tectónico. La mayoría de las lineaciones magnéticas son subparalelas al rumbo principal de las estructuras que caracterizan cada dominio morfoestructural y documentarían direcciones de contracción perpendiculares a estas estructuras, con orientaciones cercanas al ~E-O, NO-SE y NE-SO en la Franja de Maricunga y Valle Ancho, E-O en Famatina y NO-SE en Sierras Pampeanas.

- El análisis de fallas permitió estimar tensores de esfuerzo, a partir de la inversión de estos datos, con los cuales se delimitaron las orientaciones de los esfuerzos principales en diferentes etapas. El campo de esfuerzo local a lo largo del borde del plateau fue predominantemente compresivo, con una orientación de $\sigma_1 \sim$ E-O en el sector occidental y NO-SE en los sectores orientales. Dicho régimen estuvo presente hasta el Mioceno medio-tardío, en las áreas occidentales, y hasta Plioceno temprano en las áreas orientales, en las Sierras Pampeanas. Posteriormente al Plioceno temprano, el campo de esfuerzo cambió hacia uno trancurrente-transtensional en las áreas que involucran el borde del plateau, mientras que, en las zonas externas, en Famatina y Sierras Pampeanas, imperó un régimen compresivo. En este estudio no se identificaron datos de fallas normales asociadas a un régimen de esfuerzos extensional.

- Los resultados del análisis geomorfológico sugieren que el área de estudio se encuentra sometido a diferentes regímenes de deformación cuaternaria: mientras que en el área occidental los rasgos superficiales sugieren la actividad de fallas normales/sinestrales de alto ángulo que indican un régimen de deformación transtensional, correlacionable al régimen trancurrente que domina las áreas de la Franja de Maricunga-Valle Ancho en Cordillera Frontal, en Famatina los indicadores sugieren evidencias de deformación por contracción y transcurrencia. En Sierras Pampeanas la deformación cuaternaria predominante sería de carácter contraccional correlacionable con el tipo de deformación cuaternaria identificado en las Sierras Pampeanas nororientales, documentadas por estudios previos.

- A partir de la integración de los resultados obtenidos con datos previamente publicados se propone un modelo conceptual que integre la evolución del campo de esfuerzo con la historia

de alzamiento del extremo sur del plateau. El modelo integrado muestra una compleja historia de deformación que se divide en 4 etapas, las cuales involucraron una serie de episodios de acortamiento, transporte tectónico con expansión de la deformación hacia el este, y deformación por transcurrencia en los estadios finales. Durante la primera etapa, la deformación es contraccional y estuvo gobernada por un régimen compresivo. El alzamiento topográfico se inicia en el lado occidental del plateau y migra hacia el borde oriental. Durante esta migración el antepaís se compartimentaliza en cuencas flexurales. El acortamiento y la deformación en superficie se explican a partir de un sistema de fallas enraizadas en despegues subhorizontales profundos acumulando un acortamiento de 75 km a lo largo del borde y 50 km en las zonas externas del plateau, respectivamente. Durante la segunda etapa, en el Mioceno medio a tardío, tiene lugar el primer cambio mayor en el campo de esfuerzo, en donde el régimen de transcurrencia inicia diacrónicamente, el plateau se encuentra mayormente alzado por las fallas que delimitan el borde oriental, y en las Sierras Pampeanas tiene lugar los principales eventos de alzamiento y fragmentación del antepaís que allí existía para el Mioceno tardío. Durante la tercera etapa, en el Plioceno, la transcurrencia comienza a dominar el borde oriental del plateau, mientras que en las Sierras Pampeanas continúa el régimen compresivo, con esfuerzo principal máximo orientado principalmente NO-SE y localmente NE-SO en las cercanías del plateau, en donde existen fallas transcurrentes contemporáneas a la compresión. En esta etapa las Sierras Pampeanas experimentan su alzamiento final, separándose del antepaís cuaternario ubicado fuera del dominio, hacia el este, acumulando un acortamiento de 110 y 94 km en el sector austral del plateau y en el sector ubicado al sur del plateau, respectivamente. Finalmente, la cuarta etapa define la configuración final, caracterizado por un gradiente en la distribución del campo de esfuerzo, desde regímenes transtensionales hacia regímenes compresivos, formados por 3 grandes zonas de campos de esfuerzos: compresión E-O en las áreas externas que delimitan el borde occidental, NO-SE en las áreas orientales; transcurrencia a lo largo de todo el borde del plateau que separa las áreas internas elevadas de las áreas externas; y transtension, y en menor medida extensión dentro del dominio del plateau, de acuerdo a lo propuesto por autores previos.

- La evolución de la deformación y del campo de esfuerzo durante el alzamiento de esta importante zona transicional puede ser asociada a tres eventos mayores involucrados en la evolución de los Andes Centrales a esta latitud: (1) Fase de construcción andina, engrosamiento y crecimiento de la corteza y levantamiento topográfico; (2) Transición entre la construcción orogénica del Paleógeno - Neógeno y la máxima acumulación de deformación y engrosamiento cortical del plateau de la Puna, y (3) Alcance del máximo engrosamiento cortical y deformación

en un plateau sometido a esfuerzos verticales y horizontales en equilibrio, en ausencia de un colapso orogénico. Esto permite concluir que, a diferencias de la extensión documentada hacia el norte en el Altiplano y en Perú, la extensión por colapso orogénico es un proceso en el tiempo presente.

- La construcción del modelo conceptual integrado es un ejemplo de cómo la comprensión de los procesos geológicos relacionados con la arquitectura del orógeno y su evolución en profundidad visto en tres dimensiones, permite evaluar los factores responsables del cambio del campo de esfuerzo en el borde de un plateau orogénico. La permutación vertical de σ_3/σ_2 parece estar controlada principalmente por los mecanismos de acortamiento y engrosamiento cortical, y en menor medida la delaminación litosférica, que estimulan el levantamiento tardío del plateau. Estos a su vez, producen gradientes topográficos no sólo a lo largo del eje del orógeno, sino también paralelo a este eje. En estas zonas, un pronunciado contraste de energía potencial gravitatoria provoca la transferencia del régimen compresivo desde las zonas topográficas altas dominadas por la transcurrancia, hacia las zonas bajas, tales como las Sierras Pampeanas, Famatina y el antepaís. Por otro lado, las rotaciones horizontales de los ejes de esfuerzos principales están causadas principalmente por el efecto de borde resultante del crecimiento de la meseta, y por las variaciones en las orientaciones de las estructuras de cada una de estas unidades morfotectónicas, en las que es importante la herencia estructural del basamento, cuya naturaleza anisotrópica explica las variaciones locales dentro de cada dominio del orógeno.

Referencias

Allmendinger, R. 1986. Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentine Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 97: 1070–1082.

Allmendinger, R.W., Strecker, M., Eremchuk, J.E. and Francis, P. 1989. Neotectonic deformation of the southern Puna Plateau, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 2(2): 111-130.

Allmendinger, R. 1989. Notes on Fault Slip Analysis. Department of Geological Sciences Cornell University Ithaca, New York 14853-1504.

Allmendinger, R. W., Jordan, T. E., Kay, S. M., & Isacks, B. L. (1997). The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual review of earth and planetary sciences*, 25(1), 139-174.

Allmendinger, R.W., Zapata, T.R., Manceda, R. y Dzelalija, F. 2004. Trishear kinematic modeling of structures with examples from the Neuquén Basin, Argentina. En: McClay, K.R. (Ed.): Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 82: 356-371.

Anderson, E.M., 1951. The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Application to Britain. Oliver & Boyd, Edimburgh.

Angelier, J., 1975. Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites faillés: l'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques. C.R. Acad. Sc. Paris 281 (D), 1805–1808.

Angelier, J. and Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales (Sgalement utilisable en tectonique et en dismologie: la methode des dikdres droits. Bull. Sot. Gdol. France, (7), XIX, 6: 1309-1318.

Angelier, J. (1979). Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, 56(3-4), T17-T26.

Angelier, J. (1994). Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. *Continental deformation*, 53-100.

Amos, C. B., Kelson, K. I., Rood, D. H., Simpson, D. T., & Rose, R. S. (2010). Late Quaternary slip rate on the Kern Canyon fault at Soda Spring, Tulare County, California. *Lithosphere*, 2(6), 411-417.

Arnous, A., Zeckra, M., Venerdini, A., Alvarado, P., Arrowsmith, R., Guillemoteau, J., ... & Roeske, S. (2020). Neotectonic activity in the low-strain broken Foreland (Santa Bárbara system) of the North-Western Argentinean Andes (26 S). *Lithosphere*, 2020(1).

- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., & Cobbold, P. R. (2008). Paleogene building of the Bolivian Orocline: Tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view. *Tectonics*, 27(6).
- Armijo, R., 1977. La Zone de failles de Lorca-Totana: Cordillères Bétiques, Espagne: étude tectonique et neotectonique. Ph.D. thesis. Université Paris VII.
- Armijo, R., Cisternas, A., 1978. Un problème inverse en microtectonique cassante. C.R. Acad. Sci. Paris 287, 595–598.
- Armijo, R., Tapponnier, P., Mercier, J. L., & Han, T. L. (1986). Quaternary extension in southern Tibet: Field observations and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B14), 13803-13872.
- Arthaud, F., 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. Bull. Soc. géol. Fr. 7, 729–737.
- Arthaud, F., Choukroune, P., 1972. Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide de microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plate-forme Nord- Aquitaine. Rev. Inst. Fr. Petrol 27, 715–732.
- Artyushkov, E. V. (1973), Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities, *J. Geophys. Res.*, 78(32), 7675– 7708, doi:10.1029/JB078i032p07675.
- Assumpção, M., & Araujo, M. (1993). Effect of the Altiplano-Puna plateau, South America, on the regional intraplate stresses. *Tectonophysics*, 221(3-4), 475-496.
- Aubry, L., Roperch, P., Urreiztieta, M. de, Rossello, E. and Chauvin, A. 1996. Paleomagnetic study along the southeastern edge of the Altiplano - Puna Plateau: Neogene tectonic rotations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101: 17883–17899. doi:10.1029/96JB00807
- Baldwin, A. K. (2005). Pliocene-Quaternary deformation and magmatism at the southern margin of the Puna Plateau, Argentine Andes (Doctoral dissertation).
- Barazangi, M., & Isacks, B. L. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4(11), 686-692.
- Barazangi, M., & Isacks, B. L. (1979). Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophysical Journal International*, 57(3), 537-555.
- Beaumont, C., NGUYEN, M., Jamieson, R., & Ellis, S. this volume Crustal flow modes in large hot orogens. Channel flow, ductile extrusion and exhumation in continental collision zones. Geological Society, London, Special Publications.
- Becchio, R., Lucassen, F., Kasemann, S., Franz, G., & Viramonte, J. G. (1999). Geoquímica y sistemática isotópica de rocas metamórficas del Paleozoico Inferior. Noroeste de Argentina y Norte de Chile (21-27 S). *Acta Geológica Hispánica*, 273-299.

Bianchi, M., Heit, B., Jakovlev, A., Yuan, X., Kay, S., Sandvol, E., Alonso, R., Coira, B., Brown, L., Kind, R., & Comte, D. (2013). Teleseismic tomography of the southern Puna plateau in Argentina and adjacent regions. *Tectonophysics*, 586, 65-83. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.11.016>

Bischoff, S. H., & Flesch, L. M. (2018). Normal faulting and viscous buckling in the Tibetan Plateau induced by a weak lower crust. *Nature Communications*, 9(1), 4952.

Bird, P. (1979). Continental delamination and the Colorado Plateau. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B13), 7561-7571.

Bird, P. (1991). Lateral extrusion of lower crust from under high topography in the isostatic limit. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B6), 10275-10286.

Black, L. P., Kamo, S. L., Allen, C. M., Davis, D. W., Aleinikoff, J. N., Valley, J. W., ... & Foudoulis, C. (2004). Improved ²⁰⁶Pb/²³⁸U microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, 205(1-2), 115-140

Blisniuk, P. M., Hacker, B. R., Glodny, J., Ratschbacher, L., Bi, S., Wu, Z., McWilliams, M., & Calvert, A. (2001). Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Myr ago. *Nature*, 412(6847), 628-632.

Bonini, R.A., Georgieff, S.M. and Candela, A.M. 2017. Stratigraphy, geochronology, and paleoenvironments of Miocene - Pliocene boundary of San Fernando, Belén (Catamarca, northwest of Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 79: 459–471. doi:10.1016/j.jsames.2017.08.020

Borradaile, G.J. and Henry, B. 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Reviews*, 42: 49-93.

Borradaile, G.J., and Tarling, D.H. 1981. The influence of deformation mechanisms on magnetic fabrics in weakly deformed rocks. *Tectonophysics*, 77: 151– 168. doi:10.1016/0040-1951(81)90165-7

Borradaile, G.J. 2001. Magnetic fabrics and petrofabrics: their orientation distributions and anisotropies. *Journal of Structural Geology* 23: 1581–1596. doi:10.1016/S0191-8141(01)00019-0.

Borradaile, G.J. and Jackson, M., 2010. Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM). *Journal of Structural Geology*, 32(10), pp.1519-1551.

Bossi, G.E., Muruaga, C., Georgieff, S., Ahumada, A.L., Ibañez, L. and Vides, M.E. 1997. *The Santa María Neogene Basin of the Sierras Pampeanas: an example of mixed tectonic evolution*. In Congreso Latinoamericano de Sedimentología, No. 1, Sociedad Venezolana de Geólogos 1: 97-104. Caracas.

- Bossi, G.E., Vides, M.E., Ahumada, A.L., Georgieff, S.M., Muruaga, C.M. and Ibáñez, L.M. 2000. Análisis de las paleocorrientes y de la varianza de los componentes a tres niveles, Neógeno del Valle del Cajón, Catamarca, Argentina. *Asociación Argentina de Sedimentología*, 7(1-2): 23-47.
- Bossi, G.E., Georgieff, S., Gavriloff, I., Ibáñez, L. and Muruaga, C. 2001. Cenozoic evolution of the intramontane Santa María Basin, Sierras Pampeanas, northwestern Argentina. *J. S. Am. Earth Sci.* 14: 725-734.
- Bossi, G.E. and Muruaga, C. 2009. Estratigrafía e inversión tectónica del 'rift' neógeno en el Campo del Arenal, Catamarca, NO Argentina. *Andean Geology*, 36: 311-341.
- Bott, M. 1959. The mechanisms of oblique slip faulting. *Geological Magazine* 96: 109-117
- Bull W. B. 2007. *Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology*, 320 pp., Blackwell, Oxford, U. K., doi:10.1002/9780470692318.
- Burbank, D. W., & Anderson, R. S. (2013). *Tectonic geomorphology*.
- Cabrera, J., Sebrier, M., & Mercier, J. L. (1987). Active normal faulting in high plateaus of Central Andes: The Cuzco region (Peru). *Ann. Tectonicae*, 1:116-138.
- Cabrera, J., & Sébrier, M. (1998). Surface rupture associated with a 5.3-mb earthquake: the 5 April 1986 Cuzco earthquake and kinematics of the Chincheros-Quoricocha faults of the High Andes, Peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1), 242-255.
- Caelles, J.C., Clark, A.H., Farrar, E., McBride, S.L. and Quirt, S. 1971. Potassium-argon ages of porphyry copper deposits and associated rocks in the Farallón Negro-Capallitas district, Catamarca, Argentina. *Economic Geology*, 66: 961-964.
- Carrapa, B., Adelman, D., Hilley, G.E., Mortimer, E., Sobel, E.R. and Strecker, M.R. 2005. Oligocene range uplift and development of plateau morphology in the southern central Andes. *Tectonics*, 24. doi: 10.1029/2004TC001762
- Carrapa, B., Sobel, E., and Strecker, M.R. 2006. Cenozoic orogenic growth in the Central Andes: Evidence from rock provenance and apatite fission track thermochronology along the southernmost Puna Plateau margin (NW Argentina). *Earth and Planetary Science Letters*, 247: 82-100. doi: 10.1016/j.epsl.2006.04.010.
- Carrapa, B., & DeCelles, P. G. (2008). Eocene exhumation and basin development in the Puna of northwestern Argentina. *Tectonics*, 27(1).
- Carrapa B., Hauer J., Schoenbohm L., Strecker M.R., Schmitt A.K., Villanueva A. and Gomez J.S. 2008. Dynamics of deformation and sedimentation in the northern Sierras Pampeanas: An integrated study of the Neogene Fiambalá basin, NW Argentina. *GSA Bulletin*, 120(11-12): 1518-1543.

Carrapa, B., Trimble, J.D. and Stockli, D.F. 2011. Patterns and timing of exhumation and deformation in the Eastern Cordillera of NW Argentina revealed by (U-Th)/He thermochronology. *Tectonics*, 30(TC3003).

Calixto, F.J., Sandvol, E., Kay, S., Mulcahy, P., Heit, B., Yuan, X., Coira, B., Comte, D. and Alvarado, P. 2013. Velocity structure beneath the southern Puna plateau: Evidence for delamination. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14: 4292–4305. doi:10.1002/ggge.20266.

Carey, E., Brunier, B., 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. C. R. Acad. Sci. Paris 279, 891–894.

Carey, S. W. (1955). The orocline concept in geotectonics-Part I. In Papers and proceedings of the Royal Society of Tasmania (Vol. 89, pp. 255-288).

Carey, E., 1976. Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. Calcul d'un tenseur moyen de contraintes à partir des stries de glissement. Ph.D. thesis. Université Paris Sud.

Casa, A. L., 2013. Caracterización Neotectónica. Proyecto Geoambiental del Complejo Volcánico Farallon Negro, Secretaría de Minería de la Nación, 1(3: 120-149)

Cañón-Tapia, E., Walker, G. P., & Herrero-Bervera, E. (1996). The internal structure of lava flows—insights from AMS measurements I: near-vent a'a. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 70(1-2), 21-36.

Chinn, D. S., & Isacks, B. L. (1983). Accurate source depths and focal mechanisms of shallow earthquakes in western South America and in the New Hebrides island arc. *Tectonics*, 2(6), 529-563.

Cladouhos, T. T., Allmendinger, R. W., Coira, B., & Farrar, E. (1994). Late Cenozoic deformation in the Central Andes: fault kinematics from the northern Puna, northwestern Argentina and southwestern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(2), 209-228.

Costa, C.H., Audemard, F.A.M., Bezerra, F.H.R., Lavenu, A., Machette, M.N. y París, G., 2006a. An overview of the main Quaternary deformation of South America. *Revista de la Asociacion Geologica Argentina*, 61(4): 461-479.

Coleman, M., & Hodges, K. (1995). Evidence for Tibetan plateau uplift before 14 Myr ago from a new minimum age for east–west extension. *Nature*, 374(6517), 49-52.

Copley, A., & Jackson, J. (2006). Active tectonics of the Turkish-Iranian plateau. *Tectonics*, 25(6).

Coughlin, T. J., Sullivan, P.B., Kohn, B.P and Holcombe, R.J. 1998. Apatite fission-track thermochronology of the Sierras Pampeanas, central western Argentina: Implications for the mechanism of plateau uplift in the Andes, *Geology*, 26(11): 999–1002.

Coutand, I., Cobbold, P.R., Urreiztieta, M. de Gautier, P., Chauvin, A., Gapais, D., Rossello, E.A. and López-Gamundí, O. 2001. Style and history of Andean deformation, Puna plateau, northwestern Argentina. *Tectonics*, 20: 210–234. doi:10.1029/2000TC900031.

Creixell, C., Parada, M. A., Morata, D., Roperch, P., & Arriagada, C. (2009). The genetic relationship between mafic dike swarms and plutonic reservoirs in the Mesozoic of central Chile (30°–33° 45' S): Insights from AMS and geochemistry. *International Journal of Earth Sciences*, 98, 177-201.

Cristallini, E.O., Cominguez, A., Ramos, V.A., and Mercerat, E.D. 2004. *Basement double-wedge thrusting in the northern Sierras Pampeanas of Argentina (27°S)—Constraints from deep seismic reflection*, in McClay, K.R., ed., *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems: American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Memoir 82*, p. 65–90.

Cristofolini, E. A., Morosini, A. F., Galli, A. C., Otamendi, J. E., Barzola, M. G., Escribano, F. A., ... & Camilletti, G. C. (2022). Crystalline basement from Laguna Amarga metamorphic complex in the high Andes of western Catamarca, Argentina (27° 15' -27° 40' south): Petrology, structure and geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 120, 104110.

Dalmayrac, B. and Molnar, P., 1981. Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress. *Earth and Planetary Science Letters*, 55: 473–481. doi:10.1016/0012-821X(81)90174-6

Da Poian, G., Garcia V., H., Bechis F., Aragón E., Gentile A., Roberts A., Seggiaro R. y Caffè P. 2015. Edades U-Pb en Circones detríticos de la Formación Hualfín y su implicancia en la evolución tectonoestratigráfica cenozoica del noroeste de las Sierras Pampeanas. XVI Reunión de Tectónica. Río Negro. Argentina.

Dávila, F.M., Astini, R.A. 2007. Cenozoic provenance history of synorogenic conglomerates in western Argentina (Famatina belt): Implications for Central Andean foreland development. *GSA Bulletin*, 119: 609–622. doi:10.1130/B26007.1

Dávila, F.M. 2010. Dynamics of deformation and sedimentation in the northern Sierras Pampeanas: An integrated study of the Neogene Fiambalá Basin, NW Argentina: Comment and Discussion. *GSA Bulletin*, 122: 946–949. doi:10.1130/B30133.1

Daxberger, H., & Riller, U. (2015). Kinematics of Neogene to Recent upper-crustal deformation in the southern Central Andes (23–28 S) inferred from fault–slip analysis: evidence for gravitational spreading of the Puna Plateau. *Tectonophysics*, 642, 16-28.

DeCelles, P. G., Carrapa, B., Horton, B. K., McNabb, J., Gehrels, G. E., Boyd, J., ... & Kapp, P.A. (2015). The Miocene Arizaro Basin, central Andean hinterland: Response to partial lithosphere removal. *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile: Geological Society of America Memoir*, 212, 359-386.

- Del Rey, A., Deckart, K., Arriagada, C., & Martínez, F. (2016). Resolving the paradigm of the late Paleozoic–Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach. *Gondwana Research*, 37, 172-181.
- Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V. & San'kov, V. (1997). Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. *Tectonophysics*, 282(1-4), 1-38.
- Delvaux, D., & Sperner, B. (2003). New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. *Geological Society, London, Special Publications*, 212(1), 75-100.
- Deri, M., Ciccioli, P., Amidon, W. and Marensi, S. 2019. Estratigrafía y edad máxima de depositación de la Formación Tambería en el Bolsón de Fiambalá, Catamarca. V Simposio del Mioceno Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina, 3.
- Dewey, J. F. (1988). Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7(6), 1123-1139.
- Dewey, J. F., Ryan, P. D., & Andersen, T. B. (1993). Orogenic uplift and collapse, crustal thickness, fabrics and metamorphic phase changes: the role of eclogites. Geological Society, London, Special Publications, 76(1), 325-343.
- Dilek, Y., Whitney, D. L., Panayides, I., Xenophontos, C., & Malpas, J. (2000). Cenozoic crustal evolution in central Anatolia: Extension, magmatism and landscape development. In *Proceedings of the Third International Conference on the Geology of the Eastern Mediterranean*. Geological Survey Department, Nicosia (Vol. 183, p. 192).
- Dortman, N.B., 1984. Physical properties of rocks and mineral deposits (in Russian). Nedra, Moscow.
- Doblas, M., 1998. Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, 295: 187–197. doi:10.1016/S0040-1951(98)00120-6.
- Dunne, W.M., y Hancock, P.L., 1994. Paleostress analysis of small-scale brittle structures. En Hancock, P. (Ed.): Continental Deformation. Pergamon Press, Oxford, pp. 101-120.
- Dudzisz, K., Szaniawski, R., Michalski, K. and Manby, G. 2016. Applying the anisotropy of magnetic susceptibility technique to the study of the tectonic evolution of the West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belt. *Polar Research*, 35(31683). doi:10.3402/polar.v35.31683.
- Engelder, T., and Geiser, P., 1979, The relationship between pencil cleavage and lateral shortening within the Devonian section of the Appalachian Plateau, New York: *Geology*, v. 7, p. 460–464, doi: 10.1130/0091-7613(1979)7.
- Erslev, E. A., & Rogers, J. L. (1993). Basement-cover geometry of Laramide fault-propagation folds.
- Erslev, E.A. 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology* 19: 617-620.

- Farr, T. G., & Kobrick, M. (2000). Shuttle Radar Topography Mission produces a wealth of data. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 81(48), 583-585.
- Fisher, N. I., T. Lewis, and B. J. J. Embleton., 1987. *Statistical Analysis of Spherical Data*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1-329.
- Fleitout, L., and Froidevaux, C. (1983), Tectonic stresses in the lithosphere, *Tectonics*, 2(3), 315– 324, doi:10.1029/TC002i003p00315.
- Fossen, H., Cavalcante, G. C., & de Almeida, R. P. (2017). Hot versus cold orogenic behavior: Comparing the Araçuaí-West Congo and the Caledonian orogens. *Tectonics*, 36(10), 2159-2178.
- Froidevaux, C., & Ricard, Y. (1987). Tectonic evolution of high plateaus. *Tectonophysics*, 134(1-3), 227-238.
- Gansser, A. (1973). Facts and theories on the Andes: twenty-sixth William Smith Lecture. *Journal of the Geological Society*, 129(2), 93-131.
- Gardeweg, M.; Mpodozis, C.; Clavero, J.; Cuitiño, L. 1997. Mapa Geológico de la Hoja Nevado Ojos de Salado, Región de Atacama. Informe (Inédito), Servicio Nacional de Geología y Minería, escala 1:100.000. Santiago.
- Garrasino, C. A. F. (1985). El basamento del noroeste argentino. *Bol. Inform. Pet*, 18-41
- Garzzone, C. N., Molnar, P., Libarkin, J. C., & MacFadden, B. J. (2006). Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 241(3-4), 543-556.
- Garzzone, C. N., McQuarrie, N., Perez, N. D., Ehlers, T. A., Beck, S. L., Kar, N., Eichelberger, N., Chapman, A.D., Ward, K.M., Ducea, M.N., Lease, R. O., Poulsen, C.J., Wagner, L. S., Saylor, J. E., Zandt G., Horton, B. K. (2017). Tectonic evolution of the Central Andean plateau and implications for the growth of plateaus. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 45, 529-559.
- Gephart, J.W. y Forsyth, D.W. 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research* 89: 9305-9320.
- Geiser, P.A., 1988, Mechanisms of thrust propagation; some examples and implications for the analysis of overthrust terranes: *Journal of Structural Geology*, v. 10, p. 829–845, doi: 10.1016/0191-8141(88)90098-3.
- Ghosh, P., Garzzone, C. N., & Eiler, J. M. (2006). Rapid uplift of the Altiplano revealed through ¹³C-¹⁸O bonds in paleosol carbonates. *Science*, 311(5760), 511-515.

Giambiagi, L., Alvarez, P., & Spagnotto, S. (2016). Temporal variation of the stress field during the construction of the central Andes: Constrains from the volcanic arc region (22–26 S), Western Cordillera, Chile, during the last 20 Ma. *Tectonics*, *35*(9), 2014-2033.

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.

Giambiagi, L., Tassara, A., Echaurren, A., Julve, J., Quiroga, R., Barrionuevo, M., Liu, S., Echeverría, I., Mardónez, D., Suriano, J., Mescua, J., Lossada, A. C., Spagnotto, S., Bertoa, M., & Lothari, L. (2022). Crustal anatomy and evolution of a subduction-related orogenic system: Insights from the Southern Central Andes (22-35°S). *Earth-Science Reviews*, *232*, 104138. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104138>

Graham, J.W. 1966. *Significance of magnetic susceptibility in Appalachian Sedimentary rocks*. In: Steinhart, J.S., Smith, T.J. (Eds.), *The Earth beneath the Continents*. Geophys. Monogr. Am. Geophys. Union, vol. 10, pp. 627–648.

Gutiérrez, F., Payacán, I., Gelman, S. E., Bachmann, O., & Parada, M. A. (2013). Late-stage magma flow in a shallow felsic reservoir: Merging the anisotropy of magnetic susceptibility record with numerical simulations in La Gloria Pluton, central Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *118*(5), 1984-1998.

Harrison, T. M., Copeland, P., Kidd, W. S. F., & Lovera, O. M. (1995). Activation of the Nyainqentanghla shear zone: Implications for uplift of the southern Tibetan Plateau. *Tectonics*, *14*(3), 658-676.

Heidbach, O., Rajabi, M., Reiter, K., Ziegler, M., & Wsm Team. (2016). World stress map database release 2016. GFZ Data Services, 10.

Hodges, K. V. (2000). Tectonics of the Himalayas and southern Tibet from two perspectives. *Geological Society of America Bulletin*, *112*(3), 324-350.

Hongn, F. (1994). Estructuras precámbricas y paleozoicas del basamento de la Puna oriental; su aplicación para el análisis regional de la faja eruptiva. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, *49*(3-4), 256-268.

Hongn, F., Papa, C. D., Powell, J., Petrinovic, I., Mon, R., & Deraco, V. (2007). Middle Eocene deformation and sedimentation in the Puna-Eastern Cordillera transition (23-26 S): Control by preexisting heterogeneities on the pattern of initial Andean shortening. *Geology*, *35*(3), 271-274.

Hongn, F., Mon, R., Petrinovic, I., Del Papa, C., & Powell, J. (2010). Inversión y reactivación tectónicas cretácico-cenozoicas en el Noroeste Argentino: influencia de las heterogeneidades

del basamento neoproterozoico-paleozoico inferior. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66(1-2), 38-53.

Horton, B. K. 2018. Tectonic regimes of the central and southern Andes: Responses to variations in plate coupling during subduction. *Tectonics*, 37(2): 402-429.

Hounslow, M.W. 2001. The crystallographic fabric and texture of siderite in concretions: implications for siderite nucleation and growth processes. *Sedimentology* 48, 533–557. doi:10.1046/j.1365-3091.2001.00375.x

Houseman, G. A., McKenzie, D. P., & Molnar, P. (1981). Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B7), 6115-6132.

Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics, *Geophys. Surv.*, 5: 37-82.

Hrouda, F. & Kahan, Š., 1991. The magnetic fabric relationship between sedimentary and basement nappes in the High Tatra Mountains, N. Slovakia. *J. Struct. Geol.*, 13, 431-442.

Hu, J.C., Angelier, J., Lee, J.C., Chu, H.T. and Byrne, D. 1996. Kinematics of convergence, deformation and stress distribution in the Taiwan collision area: 2D finite-element numerical modeling. *Tectonophysics*, 255(3-4): 243–268. doi:10.1016/0040-1951(95)00140-9.

Hu, J. C., & Angelier, J. (2004). Stress permutations: Three-dimensional distinct element analysis accounts for a common phenomenon in brittle tectonics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B9).

International Geomagnetic Reference Field: the 13th generation, Alken, P., Thébault, E., Beggan, C.D. et al. International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation. *Earth Planets Space* 73, 49 (2021). doi: 10.1186/s40623-020-01288-x

Isacks, B.L. 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93:3211–3231. doi:10.1029/JB093iB04p03211

Isacks, B. L., & Barazangi, M. (1977). Geometry of Benioff zones: Lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere. *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*, 1, 99-114.

Jamieson, R. A., & Beaumont, C. (2013). On the origin of orogens. *Bulletin*, 125(11-12), 1671-1702.

Jelínek, V. 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens, *Stud. Geophys. Geod.*, 22: 50–62. doi:10.1007/BF01613632.

Jelinek, V. 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79: 63-67.

- Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., and Ando, C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Bulletin of the Geological Society America*, 94: 341-361.
- Jordan, T.E. and Allmendinger, R.W. 1986, The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Laramide deformation. *American Journal of Science*, 286: 737–764.
- Jordan, T. E., & Alonso, R. N. (1987). Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountains, 20-28 south latitude. *AAPG Bulletin*, 71(1), 49-64.
- Kapp, P., Taylor, M., Stockli, D., & Ding, L. (2008). Development of active low-angle normal fault systems during orogenic collapse: Insight from Tibet. *Geology*, 36(1), 7-10.
- Kay, R. W., & Kay, S. M. (1993). Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219(1-3), 177-189.
- Kay, S. M., Ramos, V. A., & Marquez, M. (1993). Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in southern South America. *The journal of Geology*, 101(6), 703-714.
- Kay, S. M., Mpodozis, C., Tittler, A., & Cornejo, P. (1994). Tertiary magmatic evolution of the Maricunga mineral belt in Chile. *International Geology Review*, 36(12), 1079-1112.
- Kay, S.M., Coira, B., and Viramonte, J., 1994. Young mafic back-arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, central Andes. *Journal of Geophysical Research*, 99(24): 323–24, 339. doi: 10.1029/94JB00896.
- Kay, S. M., & Mpodozis, C. (2002). Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 39-57.
- Kay, S. M., Mpodozis, C., & Gardeweg, M. (2014). Magma sources and tectonic setting of Central Andean andesites (25.5–28 S) related to crustal thickening, forearc subduction erosion and delamination. *Geological Society, London, Special Publications*, 385(1), 303-334.
- Kendrick, J. E., Smith, R., Sammonds, P., Meredith, P. G., Dainty, M., & Pallister, J. S. (2013). The influence of thermal and cyclic stressing on the strength of rocks from Mount St. Helens, Washington. *Bulletin of volcanology*, 75, 1-12.
- Kleinert, K., & Strecker, M. R. (2001). Climate change in response to orographic barrier uplift: Paleosol and stable isotope evidence from the late Neogene Santa Maria basin, northwestern Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 113(6), 728-742.
- Kley, J., Monaldi, C.R., Salfity, J.A., 1999. Alongstrike segmentation of the Andean foreland: Causes and consequences. *Tectonophysics* 301:75–94.

Kraemer, B., Adelman, D., Alten, M., Schnurr, W., Erpenstein, K. and Kiefer, E., van den Boggard, P and Görler, K. 1999. Incorporation of the Paleogene foreland into the Neogene Puna plateau: The Salar de Antofalla area, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(2): 157–182. doi:10.1016/s0895-9811(99)00012-7.

Lamb, S. (2000). Active deformation in the Bolivian Andes, South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B11), 25627-25653.

Latorre, C., Quade, J. and McIntosh, W.C. 1997. The expansion of the C4 gases and global changes in the late Miocene: stable isotope evidence from the Americas. *Earth Planet Sci. Lett.* 146: 83-96.

Lisle, R. J. (1987). Principal stress orientations from faults: an additional constraint. In *Annales Tectonicae* (Vol. 1, No. 2, pp. 155-158).

Lithgow-Bertelloni, C., and Guynn, J. H. (2004), Origin of the lithospheric stress field, *J. Geophys. Res.*, 109, B01408, doi:10.1029/2003JB002467.

Liu, M., & Yang, Y. (2003). Extensional collapse of the Tibetan Plateau: Results of three-dimensional finite element modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B8).

Löbens, S., Sobel, E.R., Bense, F.A., Wemmer, K., Dunkl, I. and Siegesmund, S. 2013. Refined exhumation history of the northern Sierras Pampeanas, Argentina. *Tectonics*, 32: 453–472. doi:10.1002/tect.20038

Lund Snee, J. E., & Zoback, M. (2021, December). State of stress in North America: Key observational constraints for geodynamic and geomechanical models. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 2021, pp. T53B-08).

Malavieille, J., Guihot, P., Costa, S., Lardeaux, J. M., & Gardien, V. (1990). Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin. *Tectonophysics*, 177(1-3), 139-149.

Mathieu, L. van Wyk de Vries, B., Pilato, M. & Troll, VR (2011). The interaction between volcanoes and strike-slip, transtensional and transpressional fault zones: analogue models and natural examples. *Journal of Structural Geology*, 33(5), 898-906.

Marrett, R. and Allmendinger, R.W. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology* 12: 973–986. doi:10.1016/0191-8141(90)90093-E.

Marrett, R. A., Allmendinger, R. W., Alonso, R. N., & Drake, R. E. (1994). Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(2), 179-207.

Marrett, R., & Strecker, M. R. (2000). Response of intracontinental deformation in the central Andes to late Cenozoic reorganization of South American Plate motions. *Tectonics*, 19(3), 452-467.

Marshall, L.G., Butler, R.F., Drake, R.E., Curtis, G.H. and Tedford, R.H. 1979. Calibration of the great American interchange. *Science*, 204: 272–279.

Marshall, L. G. (1988). Land mammals and the great American interchange. *American Scientist*, 76, 380-388.

Martínez, F., Bonini, M., Montanari, D., & Corti, G. (2016). Tectonic inversion and magmatism in the Lautaro Basin, northern Chile, Central Andes: A comparative approach from field data and analog models. *Journal of Geodynamics*, 94, 68-83.

Martínez, F., Parra, M., Arriagada, C., Mora, A., Bascuñan, S., & Peña, M. (2017). Late cretaceous to cenozoic deformation and exhumation of the Chilean frontal cordillera (28°–29° S), Central Andes. *Journal of Geodynamics*, 111, 31-42.

Martínez, F., Peña, M., Parra, M., & López, C. (2021). Contraction and exhumation of the western Central Andes induced by basin inversion: New evidence from “Pampean” subduction segment. *Basin Research*, 33(5), 2706-2724.

McGlashan, N., Brown, L., & Kay, S. (2008). Crustal thickness in the central Andes from teleseismically recorded depth phase precursors. *Geophysical Journal International*, 175(3), 1013-1022.

McMillan, M., Schoenbohm, L. M., Tye, A., McMillan, M. F., & Zhou, R. (2022). Eocene to Quaternary Deformation of the Southern Puna Plateau: Thermochronology, Geochronology, and Structural Geology of an Andean Hinterland Basin (NW Argentina). *Tectonics*, 41(6), e2022TC007252.

McNulty, B. A., Tobisch, O. T., Cruden, A. R., & Gilder, S. (2000). Multistage emplacement of the Mount Givens pluton, central Sierra Nevada batholith, California. *Geological Society of America Bulletin*, 112(1), 119-135.

Meneses, N. C., Baier, S., Reidelstürz, P., Geist, J., & Schneider, T. (2018). Modelling heights of sparse aquatic reed (*Phragmites australis*) using Structure from Motion point clouds derived from Rotary-and Fixed-Wing Unmanned Aerial Vehicle (UAV) data. *Limnologica*, 72, 10-21.

Mercier, J. L. (1981). Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean Arc: comparison with the Andean Cordillera of south Peru-north Bolivia. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 300(1454), 337-355.

Mercier, J. L., Armijo, R., Tapponnier, P., Carey-Gailhardis, E., & Lin, H. T. (1987). Change from late Tertiary compression to Quaternary extension in southern Tibet during the India-Asia collision. *Tectonics*, 6(3), 275-304.

Mercier, J. L., Sebrier, M., Lavenu, A., Cabrera, J., Bellier, O., Dumont, J. F., & Machrare, J. (1992). Changes in the tectonic regime above a subduction zone of Andean type: The Andes

of Peru and Bolivia during the Pliocene-Pleistocene. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B8), 11945-11982.

Michael, A.J. 1984. Determination of stress from slip data: faults and folds. *Journal of Geophysical Research* 89: 11.517-11.526.

Mitra, G., and Yonkee, W.A., 1985, Spaced cleavage and its relationship to folds and thrusts in the Idaho-Utah- Wyoming thrust belt of the Rocky Mountain Cordilleras: *Journal of Structural Geology*, v. 7, p. 361–373, doi: 10.1016/0191-8141(85)90041-0

Molnar, P., & Tapponnier, P. (1978). Active tectonics of Tibet. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 83(B11), 5361-5375.

Molnar, P., Chen, W. P. 1982. Seismicity and mountain building. In *Mountain Building Processes*, ed. U. Briegel, K. 1. Hsii, pp. 41- 56. London: Academic

Molnar, P., England, P., and Martinod, J., 1993, Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian monsoon: *Reviews of Geophysics* , v. 31, p. 357–396, <https://doi.org/10.1029/93RG02030>.

Montero-López, M.C., Hongn, F.D., Strecker, M.R., Marrett, R., Seggiaro, R. and Sudo, M. (2010). Late Miocene–early Pliocene onset of N–S extension along the southern margin of the Central Andean Puna Plateau: Evidence from magmatic, geochronological and structural observations. *Tectonophysics*, 494: 48–63. doi:10.1016/j.tecto.2010.08.010

Moorhouse, E. (2019). *Miocene-Pliocene deformation and deposition in the Fiambalá basin, NW Argentina: Implications for local and regional kinematic evolution* (Doctoral dissertation, University of Toronto (Canada)).

Moriya, I. (1980). Bandaian eruption and landforms associated with it. *collection of articles in memory of retirement of Prof. K. Nishimura from Tohoku University. Fac Sci Tohoku Univ, Sendai*, 214-219.

Mortimer, E., Carrapa, B., Coutand, I., Schoenbohm, L., Sobel, E.R., Gomez, J.S. and Strecker, M.R. 2007. Fragmentation of a foreland basin in response to out-of-sequence basement uplifts and structural reactivation: El Cajón–Campo del Arenal basin, NW Argentina. *GSA Bulletin*, 119: 637–653. doi:10.1130/B25884.1

Mpodosis, C., Cornejo, P., Kay, S.M. and Tittler, A., 1995. La Franja de Maricunga: síntesis de la evolución del Frente Volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Andean Geology*, 22: 273–313. doi:10.5027/andgeoV22n2-a10

Mpodosis, C., Kay, S.M., Gardeweg, M.C., Coira, B., 1997. Geología de la región de Valle Ancho-Laguna Verde (Catamarca, Argentina): una ventana al basamento del extremo sur de la zona volcánica de los Andes Centrales. *Actas VIII Congreso Geológico Chileno*, 3:1689-1693, Antofagasta, Chile.

Mpodozis, C., & Kay, S. M. (2009). Evolution of < 10 Ma Valle Ancho region lavas, southern end of the Central Andean Volcanic Zone (c. 27.5° S). In *XII Congreso Geológico Chileno Actas, Santiago* (pp. 22-26).

Mpodozis, C., Iriarte, S., Gardeweg, M., Valenzuela, M. 2012. Carta Laguna del Negro Francisco, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 145, 1 mapa 1:100.000. Santiago.

Mpodozis, C., Clavero, J., Quiroga, R., Droguett, B. and Arcos, R. 2018. Carta Nevados de Jotabeche, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica No. 200, 86 p., 1 mapa escala 1:100.000.

Mulcahy, P., Chen, C., Kay, S. M., Brown, L. D., Isacks, B. L., Sandvol, E., Heit, B., Yuan, X & Coira, B. L. (2014). Central Andean mantle and crustal seismicity beneath the southern Puna plateau and the northern margin of the Chilean-Pampean flat slab. *Tectonics*, 33(8), 1636-1658.

Muruaga, C.M. 1998. *Estratigrafía y Sedimentología del Terciario Superior de la Sierra de Hualfín, entre las localidades de Villavil y San Fernando, Provincia de Catamarca*. Ph. D. Thesis (Unpublished). Universidad Nacional de Tucuman, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto M. Lillo, 270 p.

Muruaga, C.M. 2001a. Estratigrafía y desarrollo tectosedimentario de sedimentos terciarios en los alrededores de la Sierra de Hualfín, borde suroriental de la Puna, Catamarca, Argentina. *Rev. la Asoc. Argent. Sedimentol.* 8(1): 27-50.

Muruaga, C.M., 2001b. Petrografía y procedencia de areniscas terciarias en la Subcuenca de Hualfín, provincia de Catamarca, noroeste de Argentina. *Rev. la Asoc. Argent. Sedimentol.* 8(2): 15-35.

Nelson, D. R., Myers, J. S., & Nutman, A. P. (1995). Chronology and evolution of the Middle Proterozoic Albany-Fraser Orogen, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 42(5), 481-495.

NOAA National Geophysical Data Center. 2009: ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model. NOAA National Centers for Environmental Information. Accessed [2023].

Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Lucassen, F., Ducea, M. N., Ciocca, I., González, J., Espinoza, M., Salazar, E., Coloma, F. & Kasemann, S. A. (2020). Lithospheric evolution of the Pre-and Early Andean convergent margin, Chile. *Gondwana Research*, 80, 202-227.

Ong, P.F., van der Pluijm, B.A., and Van der Voo, R., 2007, Early rotation and late folding in the Pennsylvania Salient (U.S. Appalachians): Evidence from calcite twinning analysis of Paleozoic carbonates: *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, p. 796–804, doi: 10.1130/B26013.1

- Özsayin, E., Ciner, T. A., Rojay, F. B., Dirik, R. K., Melnick, D., & Fernandez-Blanco, D. (2013). Plio-Quaternary extensional tectonics of the Central Anatolian Plateau: a case study from the Tuz Gölü Basin, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22(5), 691-714.
- Paces, J. B., & Miller Jr, J. D. (1993). Precise U-Pb ages of Duluth complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B8), 13997-14013.
- Parada, M. A., Roperch, P., Guisresse, C., & Ramírez, E. (2005). Magnetic fabrics and compositional evidence for the construction of the Caleu pluton by multiple injections, Coastal Range of central Chile. *Tectonophysics*, 399(1-4), 399-420.
- Pardo-Casas, F., & Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), 233-248
- Parés, J. M., van der Pluijm B.A. and Dinarès-Turell, J. 1999. Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain). *Tectonophysics*, 307(1–2): 1–14.
- Parés, J.M. 2015. Sixty years of anisotropy of magnetic susceptibility in deformed sedimentary rocks. *Front. Earth Sci.*, 3. doi:10.3389/feart.2015.00004.
- Pegoraro, O., 1972. Application de la microtectonique à un étude de neotectonique. Le golfe Maliaque (Grèce centrale). Ph.D. thesis. USTL Montpellier.
- Penck, W., 1920. Der Südrand der Puna de Atacama (NW-Argentinien). *Abhandlung Math. Phys. Klasse der Sächsische Akademie Wiss.*, 37: 1-420, Leipzig.
- Perroud Rainone, S. (2021). Neotectonic assessment of Southern Liquiñe-Ofqui fault zone based on remote sensing and field observations.
- Petit, J. P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9: 597–608.
- Pingel, H., Mulch, A., Alonso, R.N., Cottle, J., Hynek, S.A., Poletti, J. and Strecker, M.R. (2016). Surface uplift and convective rainfall along the southern Central Andes (Angastaco Basin, NW Argentina). *Earth Planet Sci. Lett.* 440: 33-42.
- Pingel, H., Strecker, M. R., Mulch, A., Alonso, R. N., Cottle, J., & Rohrmann, A. (2020). Late Cenozoic topographic evolution of the Eastern Cordillera and Puna Plateau margin in the southern Central Andes (NW Argentina). *Earth and Planetary Science Letters*, 535, 116112.
- 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.

Plenier, G., Camps, P., Henry, B., & Ildefonse, B. (2005). Determination of flow directions by combining AMS and thin-section analyses: implications for Oligocene volcanism in the Kerguelen Archipelago (southern Indian Ocean). *Geophysical Journal International*, 160(1), 63-78.

Poblete, F., Roperch, P., Hervé, F., Diraison, M., Espinoza, M. and Arriagada, C. 2014. The curved Magallanes fold and thrust belt: Tectonic insights from a paleomagnetic and anisotropy of magnetic susceptibility study. *Tectonics*, 33: 2526–2551. doi:10.1002/2014TC003555.

Quiero, F., Tassara, A., Iaffaldano, G., & Rabbia, O. (2022). Growth of Neogene Andes linked to changes in plate convergence using high-resolution kinematic models. *Nature communications*, 13(1), 1-9.

Quiroga R., Mpodozis C., Clavero J., Droguett B. 2018. La Cuenca Casale: Sedimentación sincrónica con actividad magmática oligocena (30-26 Ma) en el extremo sur de la Faja de Maricunga. XV Congreso Geológico Chileno. Concepción. Chile.

Quiroga, R., Peña, M., Poblete, F., Giambiagi, L., Mescua, J., Gómez, I., Echaurren, A., Perroud, S., Suriano, J., Martínez, F., & Espinoza, D. (2021). Spatio-temporal variation of the strain field in the southern Central Andes broken-foreland (27°30'S) during the Late Cenozoic. *Journal of South American Earth Sciences*, 106, 102981. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102981>

Quiroga R., Giambiagi, L., Wagner F., Fuentes, G., Mardónez, D., Echaurren, A., Mescua, J., Peña, M., Norambuena, J. P., Strecker, M. 2022. Late Cenozoic stress field evolution in the southern limit of Puna plateau. XXI Congreso Geológico Argentino. Puerto Madryn. Argentina

Quiroga, R., Peña, M., Fuentes, G., Giambiagi, L., Poblete, F., Strecker, M., Wagner, F. 2022. Anisotropy of magnetic susceptibility and fault-slip data study in late cenozoic rocks exposed in the southwest border of Puna plateau (27°30'S) XXI Congreso Geológico Argentino. Puerto Madryn. Argentina

Ramos, V. A. (1999). Rasgos estructurales del territorio argentino. *Geología Argentina*, 29(24), 15-75.

Ramos, V.A., Cristallini, E.O. and Perez, E.J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Science*, 15: 59–78.

Ramsay, J.G. and Huber, M.I. 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology, I. Strain Analysis*. Academic Press, London, 307 pp.

Ratto, N., Montero, C., & Hongn, F. (2013). Environmental instability in western Tinogasta (Catamarca) during the Mid-Holocene and its relation to the regional cultural development. *Quaternary International*, 307, 58-65.

Reitman, N. G., Mueller, K. J., Tucker, G. E., Gold, R. D., Briggs, R. W., & Barnhart, K. R. (2019). Offset channels may not accurately record strike-slip fault displacement: Evidence from landscape evolution models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124, <https://doi.org/10.1029/>

Rey, P., Vanderhaeghe, O., & Teyssier, C. (2001). Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes. *Tectonophysics*, 342(3-4), 435-449.

Reynolds, J.H. 1987. *Chronology of Neogene Tectonics in Western Argentina (27°–33°S) Based on the Magnetic Polarity Stratigraphy of Foreland Basin Sediments*. Ph.D. Thesis: Ithaca, New York, Cornell University, 353 p.

Riller, U., & Oncken, O. (2003). Growth of the Central Andean Plateau by tectonic segmentation is controlled by the gradient in crustal shortening. *The Journal of Geology*, 111(3), 367-384.

Riller, U., Clark, M. D., Daxberger, H., Doman, D., Lenauer, I., Plath, S., & Santimano, T. (2017). Fault-slip inversions: Their importance in terms of strain, heterogeneity, and kinematics of brittle deformation. *Journal of Structural Geology*, 101, 80-95.

Robion, P., Grealaud, S. and De Lamotte, D. 2007. Pre-folding magnetic fabrics in fold-and-thrust belts: Why the apparent internal deformation of the sedimentary rocks from the Minervois basin (NE — Pyrenees, France) is so high compared to the Potwar basin (SW — Himalaya, Pakistan)? *Sedimentary Geology*, 196(1–4): 181-200.

Rochette, P., Jackson, M., and Aubourg, C. 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics*, 30: 209–226. doi: 10.1029/92RG00733

Roeder, D. (1988). Andean-age structure of eastern Cordillera (province of La Paz, Bolivia). *Tectonics*, 7(1), 23-39.

Roeder, D., & Chamberlain, R. L. (1995). Structural geology of sub-Andean fold and thrust belt in northwestern Bolivia.

Romero, J. E., Polacci, M., Watt, S., Kitamura, S., Tormey, D., Sielfeld, G., ... & Polanco, E. (2021). Volcanic lateral collapse processes in mafic arc edifices: a review of their driving processes, types and consequences. *Frontiers in Earth Science*, 9, 639825.

Roperch, P., Carlotto, V. and Chauvin, A. 2010. Using anisotropy of magnetic susceptibility to better constrain the tilt correction in paleomagnetism: A case study from southern Peru. *Tectonics*, 29. doi:10.1029/2009TC002639

Roverato, M., Di Traglia, F., Procter, J., Paguican, E. M. R., and Dufresne, A. (2021). “Factors contributing to volcano lateral collapse,” in *Volcanic Debris Avalanches: from Collapse to Hazard*, eds M. Roverato, A. Dufresne, and J. Procter (Berlin:Springer).

Royden, L. H., Burchfiel, B. C., & van der Hilst, R. D. (2008). The geological evolution of the Tibetan Plateau. *science*, 321(5892), 1054-1058.

Rubiolo D., Cisterna C., Villenue M. and Hickson C. 2002. Edad U/Pbm del granito de las Angosturas en la Sierra de Narvaez (Sistema de Famatina, Provincia de Catamarca). *Actas del 9° Congreso Geológico Chileno*, 2: 329-333, Puerto Varas, Chile.

Rubiolo, D., González, O., Seggario, R., Hogn, F., and Martínez, L. 2009. *Carta Geológica de la República Argentina: Fiambalá, 2769-IV*: Buenos Aires, Dirección Nacional de Servicio Geológico, Secretaría de Minería, scale 1:250,000.

Safipour, R., Carrapa, B., DeCelles, P.G., and Thomson, S.N. 2015. Exhumation of the Precordillera and northern Sierras Pampeanas and along-strike correlation of the Andean orogenic front, northwestern Argentina: Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile. *Geological Society of America Memoir*, 212: 181–199. doi: 10.1130/2015.1212(10)

Santimano, T., & Riller, U. (2012). Kinematics of Tertiary to Quaternary intracontinental deformation of upper crust in the Eastern Cordillera, southern Central Andes, NW Argentina. *Tectonics*, 31(4).

Sasso, A.M., 1997. Geological Evolution and Metallogenic Relationships of the Farallon Negro Volcanic Complex, Northwest Argentina. Ph. D. Thesis (Unpublished). Queen's University, Kingston, Ontario, Canada, p. 268.

Schaefer, L. N., Kendrick, J. E., Oommen, T., Lavallée, Y., & Chigna, G. (2015). Geomechanical rock properties of a basaltic volcano. *Frontiers in Earth Science*, 3, 29.

Schoenbohm, L.M. and Strecker, M.R. 2009. Normal faulting along the southern margin of the Puna Plateau, northwest Argentina. *Tectonics*, 28. doi:10.1029/2008TC002341

Schoenbohm, L.M., Carrapa, B., McPherson, H.M., Pratt, J.R., Bywater-Reyes, S., and Mortimer, E. 2015, Climate and tectonics along the southern margin of the Puna Plateau, NW Argentina: Origin of the late Cenozoic Punaschotter conglomerates. *Geological Society of America Memoirs*, 212:251–260, doi:10.1130/2015.1212(13)

Schmidt, C. J., Astini, R. A., Costa, C. H., Gardini, C. E., & Kraemer, P. E. (1995). Cretaceous rifting, alluvial fan sedimentation, and Neogene inversion, southern Sierras Pampeanas, Argentina.

Schnurr, W.B.W., Risse, A., Trumbull, R.B., Munier, K. 2006. Digital Geological Map of the Southern and Central Puna Plateau, NW Argentina. In: , et al. *The Andes. Frontiers in Earth Sciences*. Springer, Berlin, Heidelberg . https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8_29

Schoenbohm, L. M., Carrapa, B., McPherson, H. M., Pratt, J. R., Bywater-Reyes, S., & Mortimer, E. (2015). Climate and tectonics along the southern margin of the Puna Plateau, NW

Argentina: Origin of the late Cenozoic Punaschotter conglomerates. *Geol. Soc. Am. Mem*, 212, 251-260.

Schwanghart W. y Kuhn N.J. 2010. TopoToolbox: A set of Matlab functions for topographic analysis. *Environmental Modelling and Software* 25: 770–781.

Schwanghart W. y Scherler D. 2014. Short Communication: TopoToolbox 2 - MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. *Earth Surface Dynamics* 2: 1–7, doi:10.5194/esurf-2-1-2014.

Scott, E. M., Allen, M. B., Macpherson, C. G., McCaffrey, K. J., Davidson, J. P., Saville, C., & Ducea, M. N. (2018). Andean surface uplift constrained by radiogenic isotopes of arc lavas. *Nature communications*, 9(1), 1-8.

Sebrier, M., J.L. Mercier, F. Megard, G. Laubacher, and E. Garey-Gailhardies. 1985. Quaternary normal and Reverse faulting and the state of stress in the central Andes of south Peru. *Tectonics*, 4: 87-105.

Sébrier, M., Mercier, J. L., Macharé, J., Bonnot, D., Cabrera, J., & Blanc, J. L. (1988). The state of stress in an overriding plate situated above a flat slab: The Andes of central Peru. *Tectonics*, 7(4), 895-928.

Sechin, A. Y. (2014). Digital Photogrammetric Systems. *GeoInformatics*, 17(4), 32.

Seggiaro, R.E., Caffè, P.J., Becchio, R.A., Galli, C.I., Arnosio, J.M. and Da Poian, G. 2014. evolución tectónica Andina entre las Sierras de Hualfin, Capillitas y extremo sur de Aconquija, Provincia de Catamarca. *Rev. la Asoc. Argent.*, 71(4): 500-512

Şengör, A. M. C., Özeren, S., Genç, T., & Zor, E. (2003). East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure. *Geophysical Research Letters*, 30(24).

Sheffels, B. M. (1990). Lower bound on the amount of crustal shortening, in the central Bolivian Andes. *Geology*, 18(9), 812-815.

Sobel, E.R. and Strecker, M.R. 2003. Uplift, exhumation and precipitation: tectonic and climatic control of Late Cenozoic landscape evolution in the northern Sierras Pampeanas, Argentina. *Basin Research*, 15: 431–451. doi:10.1046/j.1365-2117.2003.00214.x.

Somoza, R., & Ghidella, M. E. (2012). Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. *Earth and Planetary Science Letters*, 331, 152-163.

Soto, R., Larrasoña, J.C., Arlegui, L.E., Beamud, E., Oliva-Urcia, B. and Simón, J.L., 2009. Reliability of magnetic fabric of weakly deformed mudrocks as a palaeostress indicator in compressive settings. *Journal of Structural Geology*, 31(5), pp.512-522.

Soto, R., Larrasoana, J.C., Beamud, E. and Garcés, M., 2016. Early–Middle Miocene subtle compressional deformation in the Ebro foreland basin (northern Spain); insights from magnetic fabrics. *Comptes Rendus Geoscience*, 348(3-4), pp.213-223

Spagnuolo, C. M., Rapalini, A. E., & Astini, R. A., 2008. Palaeomagnetic confirmation of Palaeozoic clockwise rotation of the Famatina Ranges (NW Argentina): implications for the evolution of the SW margin of Gondwana. *Geophysical Journal International*, 173(1), 63-78.

Stauder, W. (1973). Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with relation to subduction of the oceanic plate. *Journal of Geophysical Research*, 78(23), 5033-5061.

Stauder, W. (1975). Subduction of the Nazca plate under Peru as evidenced by focal mechanisms and by seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 80(8), 1053-1064.

Strecker, M. R., Bloom, A. L., Carrion, M., Villanueva, A. and Naeser, C. 1984. Piedmont terraces in the Valle de Santa María and in front of southwestern Sierra de Aconquija, Provinces of Catamarca, Tucumán, and Salta, northwestern Argentina. In *Actas, Noveno Congreso Geológico Argentino*, 2: 448-465

Strecker, M.R. 1987. *Late Cenozoic landscape development, the Santa María Valley, Northwest Argentina*. Ph.D. Thesis (Unpublished), Cornell University: 261p. Ithaca, New York.

Strecker, M.R., Cervený, P., Bloom, A.L. and Malizia, D. 1989. Late Cenozoic tectonism and landscape development in the foreland of the Andes: Northern Sierras Pampeanas (26°–28°S), Argentina. *Tectonics*, 8: 517–534. doi:10.1029/TC008i003p00517

Strecker, M., Alonso, R., Bookhagen, B., Carrapa, B., Coutand, I., Hain, M., Hilley, G., Mortimer, E., Schoenbohm, L., and Sobel, E. (2009). Does the topographic distribution of the central Andean Puna Plateau result from climatic or geodynamic processes? *Geology*, 37(7):643–646

Styron, R. H., Taylor, M. H., Sundell, K. E., Stockli, D. F., Oalman, J. A., Moeller, A., McCallister, A. T., Liu, D., & Ding, L. (2013). Miocene initiation and acceleration of extension in the South Lunggar rift, western Tibet: Evolution of an active detachment system from structural mapping and (U-Th)/He thermochronology. *Tectonics*, 32(4), 880-907

Suppe, J. y Medwedeff, D., 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 83: 409-454.

Tapponnier, P., Mercier, J. L., Armijo, R., Tonglin, H., & Ji, Z. (1981). Field evidence for active normal faulting in Tibet. *Nature*, 294(5840), 410-414.

Tarling, D.H. and Hrouda, F. 1993. *The magnetic anisotropy of rocks*. Chapman and Hall, London.

- Tassara, A., Yáñez, G., 2003. Relación entre el espesor elástico de la litósfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista Geológica de Chile* 32, 159-186.
- Tassara, A. and Echaurren, A. 2012. Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophys J Int*, 189: 161–168. doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05397.x.
- Tauxe, L. 2006. Paleomagnetic principles and practice. *Springer Science & Business Media*.
- Taylor, M., Yin, A., Ryerson, F. J., Kapp, P., & Ding, L. (2003). Conjugate strike-slip faulting along the Bangong-Nujiang suture zone accommodates coeval east-west extension and north-south shortening in the interior of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 22(4).
- Tchalenko, J.S. 1970. Similarities between Shear Zones of Different Magnitudes. *GSA Bulletin*, 81: 1625–1640. doi: 10.1130/0016-7606(1970)81[1625:SBSZOD]2.0.CO;2
- Tibaldi, A. (1995). Morphology of pyroclastic cones and tectonics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B12), 24521-24535.
- Tibaldi, A., Corazzato, C., & Roviada, A. (2009). Miocene–Quaternary structural evolution of the Uyuni–Atacama region, Andes of Chile and Bolivia. *Tectonophysics*, 471(1-2), 114-135.
- Tibaldi, A., Pasquarè, F., & Tormey, D. (2010). Volcanism in reverse and strike-slip fault settings. *New frontiers in integrated solid earth sciences*, 315-348.
- Tibaldi, A., & Bonali, F. L. (2018). Contemporary recent extension and compression in the central Andes. *Journal of Structural Geology*, 107, 73-92.
- Turner, G., 1967. Descripción geológica de la Hoja 13b, Chaschuil, Provincias de Catamarca y la Rioja: *Dirección Nacional de Geología y Minería*, 106: 1–78.
- Turner, J. C. M. (1973). *Descripción geológica de la Hoja 11d, Laguna Blanca*. Servicio Nacional Minero Geológico.
- Tye, A., McMillan, M., Schoenbohm, L., & Zhou, R. (2022). Late Cenozoic Extensional Formation of the Antofalla Depression, Southern Puna Plateau, Argentina: An Effect of Lithospheric Foundering?. *Tectonics*, 41(3), e2021TC006807.
- Urreiztieta M., de Gapais, D., Le Corre, C., Cobbold, P.R. and Rossello, E. 1996. Cenozoic dextral transpression and basin development at the southern edge of the Puna Plateau, northwestern Argentina. *Tectonophysics*, 254: 17-39.
- Uyeda, S., Belshe, J.C., Fuller, M.D., and Girdler, R.W. 1963. Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and minerals. *Journal of Geophysical Research*, 68: 279–291, doi: 10.1029/JZ068i001p00279

Vanderhaeghe, O. (2012). The thermal–mechanical evolution of crustal orogenic belts at convergent plate boundaries: A reappraisal of the orogenic cycle. *Journal of Geodynamics*, 56, 124-145.

Vanderhaeghe, O., Medvedev, S., Fullsack, P., Beaumont, C., & Jamieson, R. A. (2003). Evolution of orogenic wedges and continental plateaux: insights from crustal thermal–mechanical models overlying subducting mantle lithosphere. *Geophysical Journal International*, 153(1), 27-51.

Wagner, F. (2021). *Study of the late Cenozoic deformation in the transition between southern Puna Plateau and Frontal Cordillera in Valle Ancho area (27°30'S)* (Bachelor dissertation, Universidad Mayor (Chile))

Wallace, R.E. 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Journal of Geology* 59: 118-130.

Weil, A. B., and Yonkee, W.A. 2009. Anisotropy of magnetic susceptibility in weakly deformed redbeds from the Wyoming salient, Sevier thrust belt: Relations to layer parallel shortening and orogenic curvature. *Lithosphere*, 1: 235–256

Weil, A. B., Yonkee, A., & Kendall, J. (2014). Towards a better understanding of the influence of basement heterogeneities and lithospheric coupling on foreland deformation: A structural and paleomagnetic study of Laramide deformation in the southern Bighorn Arch, Wyoming. *Bulletin*, 126(3-4), 415-437.

Vermeesch, P., 2018, IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, v.9, p.1479-1493, doi:10.1016/j.gsf.2018.04.001.

Wiedenbeck, M. A. P. C., Alle, P., Corfu, F. Y., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F. V., ... & Spiegel, W. (1995). Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards newsletter*, 19(1), 1-23.

Wilcox Ronald, T.P Harding and D.R. Seely 1973, Basic Wrench Tectonics. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, v. 57(1), p. 74-96.

Wimpenny, S., Copley, A., Benavente, C., & Aguirre, E. (2018). Extension and dynamics of the Andes inferred from the 2016 Parina (Huarichancara) earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(9), 8198-8228.

Yin, Z. M., & Ranalli, G. (1993). Determination of tectonic stress field from fault slip data: Toward a probabilistic model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B7), 12165-12176.

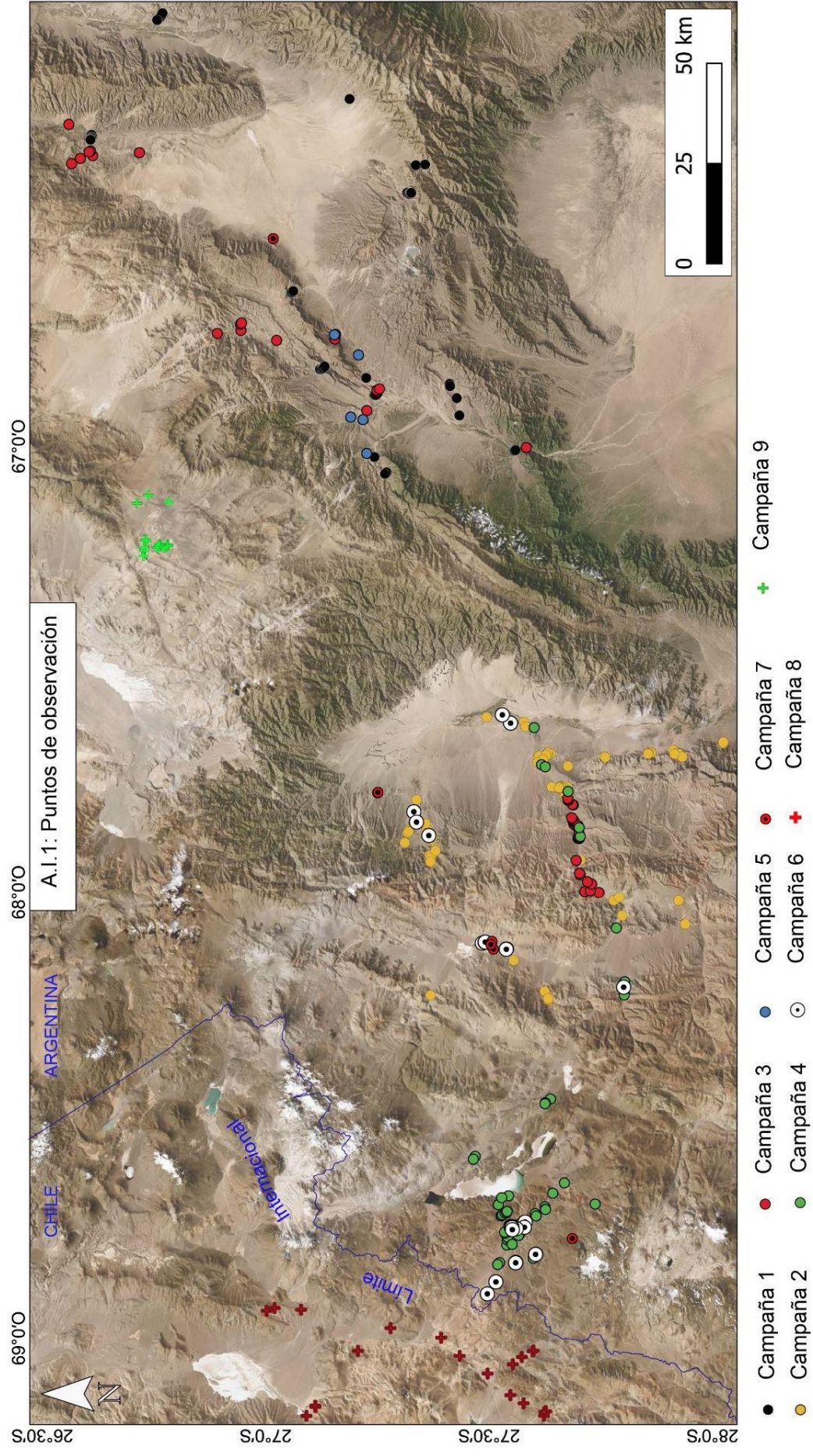
Yin, A., Kapp, P. A., Murphy, M. A., Manning, C. E., Mark Harrison, T., Grove, M., Ding, X., & Cun-Ming, W. (1999). Significant late Neogene east-west extension in northern Tibet. *Geology*, 27(9), 787-790.

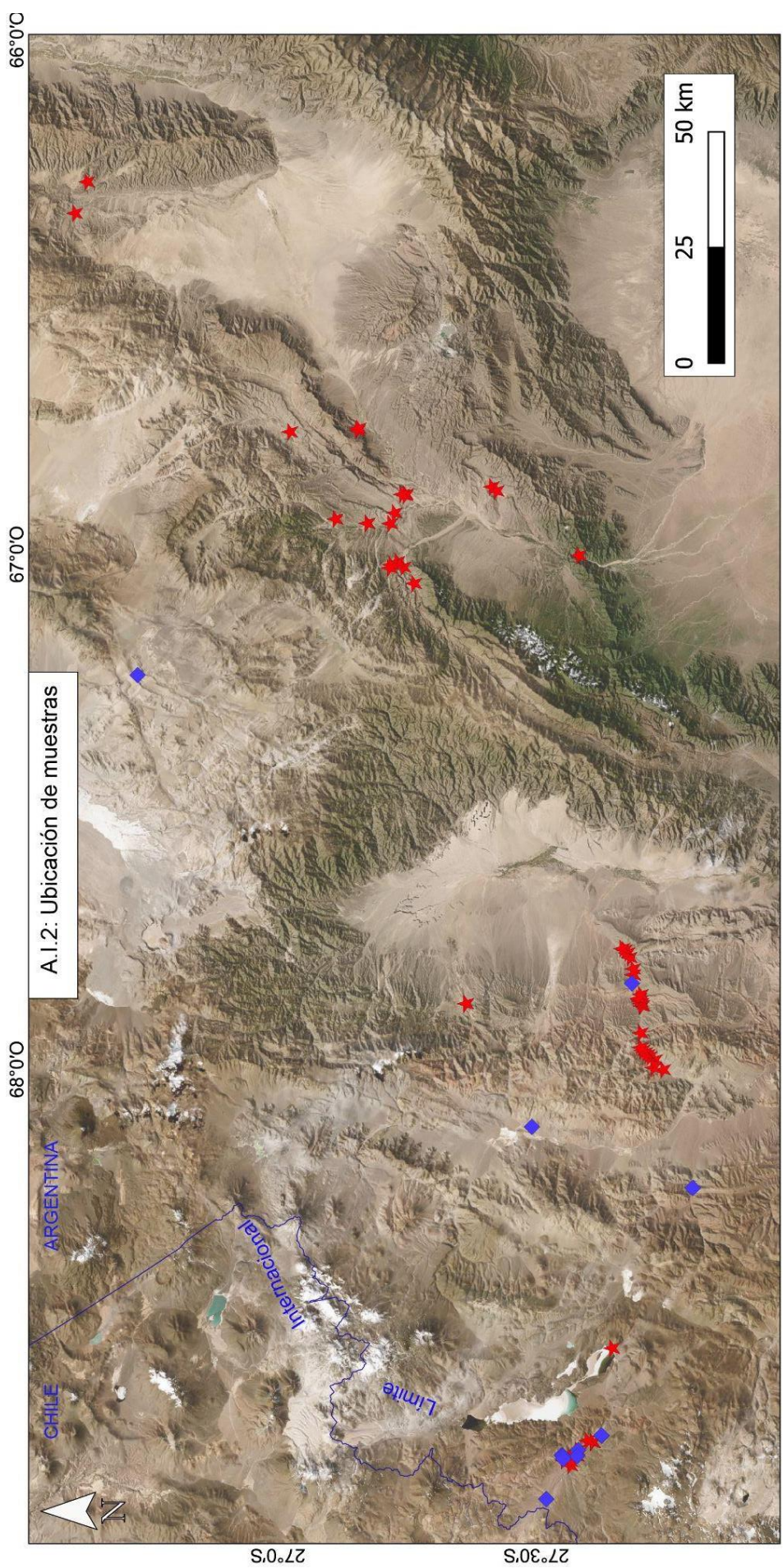
- Yin, A., & Harrison, T. M. (2000). Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annual review of earth and planetary sciences*, 28(1), 211-280.
- Zapata, S., Sobel, E. R., del Papa, C., Jelinek, A. R., & Glodny, J. (2019). Using a paleosurface to constrain low-temperature thermochronological data: Tectonic evolution of the Cuevas range, Central Andes. *Tectonics*, 38(11), 3939-3958.
- Zapata, S., Sobel, E. R., Del Papa, C., & Glodny, J. (2020). Upper plate controls on the formation of broken foreland basins in the Andean retroarc between 26 S and 28 S: From Cretaceous rifting to Paleogene and Miocene broken foreland basins. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(7), e2019GC008876.
- Zappettini, E. O., Coira, B., Santos, J. O. S., Cisterna, C. E., & Belousova, E. (2015). Combined U–Pb and Lu–Hf isotope study from the Las Lozas volcanics, northwestern Argentina: Evidence of juvenile Cryogenian-derived, lower Pennsylvanian volcanism in western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 59, 13-18.
- Zeckra, M. (2020). *Seismological and seismotectonic analysis of the northwestern Argentine Central Andean foreland* (Doctoral dissertation, Universität Potsdam).
- Zehnder, A.T. y Allmendinger, R.W. 2000. Velocity field for the trishear model. *Journal of Structural Geology* 22, 1009-1014.
- Zhao, Z., & Xu, J. (2009). Compressive tectonics around Tibetan plateau edges. *Journal of Earth Science*, 20(2), 477-483.
- Zhou, R., Schoenbohm, L. M., & Cosca, M. (2013). Recent, slow normal and strike-slip faulting in the Pasto Ventura region of the southern Puna Plateau, NW Argentina. *Tectonics*, 32(1), 19-33.
- Zhou, R., & Schoenbohm, L. M. (2015). Late Miocene upper-crustal deformation within the interior of the southern Puna Plateau, central Andes. *Lithosphere*, 7(3), 336-352.
- Zhou, R., Schoenbohm, L. M., Sobel, E. R., Carrapa, B., Davis, D. W., Glodny, J., & Stockli, D. F. (2015, December). Regional deformation of the southern Puna Plateau, central Andes, recorded by basin evolution and bedrock exhumation history. In *American Geophysical Union, Fall Meeting 2015, abstract* (Vol. 760216).
- Zhou, R., Schoenbohm, L. M., Sobel, E. R., Carrapa, B., & Davis, D. W. (2016). Sedimentary record of regional deformation and dynamics of the thick-skinned southern Puna Plateau, central Andes (26–27° S). *Earth and Planetary Science Letters*, 433, 317-325.
- Zhou, R., Schoenbohm, L. M., Sobel, E. R., Davis, D. W., & Glodny, J. (2017). New constraints on orogenic models of the southern Central Andean Plateau: Cenozoic basin evolution and bedrock exhumation. *Bulletin*, 129(1-2), 152-170.

Zoback, M. L. 1992. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The world stress map project. *Journal of Geophysical Research*, 97(B8), 11: 703–711, 728. doi:10.1029/92JB00132.

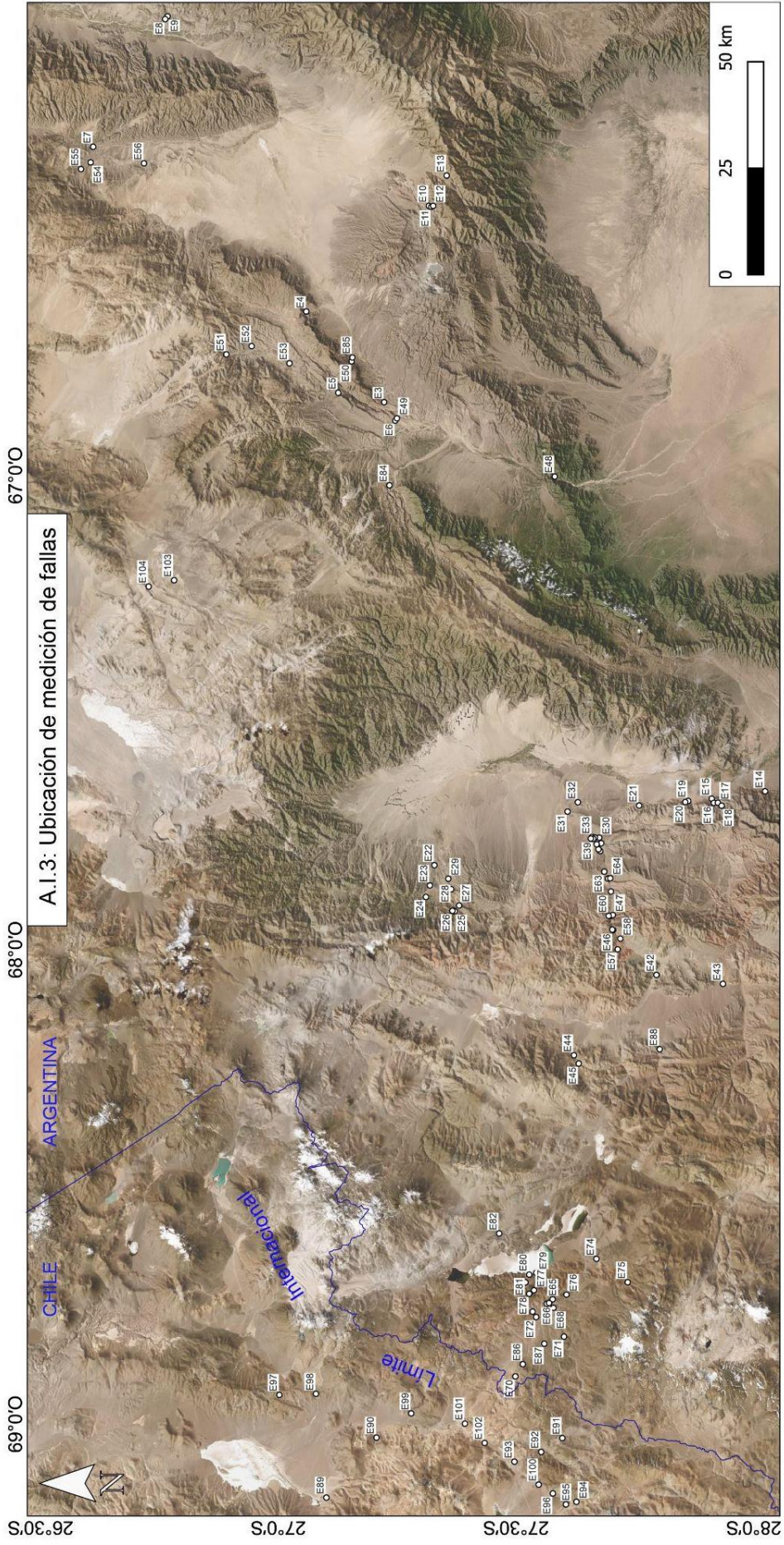
Material Suplementario

A.I Ubicación Puntos de observación, muestras y mediciones de fallas





A.1.2: Ubicación de muestras



A.I.3: Ubicación de medición de fallas

A.II Resultados analíticos

A.II.1 Resultados analíticos U-Pb

Table 1: Summary of LA-ICP-MS U-Pb zircon data for analyzed sample T431 and reference standards

Sample	208Pb/204Pb			206Pb/238U			207Pb/235U			207Pb/206Pb			206Pb/238U			207Pb/235U			Corrected ratios								
	208Pb	207Pb	Th/U	206Pb	238U	206Pb/238U	207Pb	235U	207Pb/235U	207Pb	206Pb	207Pb/206Pb	206Pb	238U	206Pb/238U	207Pb	235U	207Pb/235U*	207Pb	206Pb	207Pb/206Pb	206Pb	238U	206Pb/238U	207Pb	235U	207Pb/235U
	cps	cps		1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s
Sample 1	0.0291	587	1.10	650	0.00825	0.64005	0.00828	0.04708	0.00070	0.01869	1.09507	0.01092	0.09554	0.01617	0.63655	0.01649	0.04832	0.03323	0.01869	0.00087							
Sample 2	0.3871	288	1.4	52	0.05144	0.07071	0.0708	0.04065	0.0101	0.0498	1.39219	0.01577	0.04961	0.01374	0.28542	0.01441	0.04172	0.0454	0.01498	0.00116							
Sample 4	0.0407	282	0.53	459	0.03919	0.00191	0.03604	0.03995	0.00045	0.0150	0.53428	0.00343	0.05709	0.00335	0.3274	0.00402	0.0400	0.02190	0.01510	0.00057							
Sample 5	0.0008	9776	0.36	24435	0.05512	0.00074	0.05157	0.05889	0.00084	0.01841	0.00025	0.00528	0.05316	0.00144	0.45057	0.00214	0.06147	0.01158	0.01841	0.00048							
Sample 6	-0.1046	316	2.28	-195	0.08211	0.00424	0.00424	0.00212	0.00004	0.00085	2.27852	0.0022	0.07920	0.00830	0.02376	0.00831	0.00218	0.00016	0.00085	0.00004							
Sample 7	0.0137	3319	0.39	1882	0.05350	0.01159	0.32865	0.00167	0.04455	0.00052	0.04474	0.00448	0.05160	0.00311	0.32533	0.00366	0.04573	0.00193	0.01474	0.00072							
Sample 8	0.0568	1227	69	1489	0.05638	0.00306	0.26184	0.03369	0.00389	0.01389	1.89179	0.01666	0.05438	0.00599	0.25929	0.00516	0.03458	0.00144	0.01389	0.00046							
Sample 12	0.5213	139	1.16	38	0.83923	0.09454	1.42691	0.09454	0.00047	0.02491	1.00015	0.01074	0.80945	0.18529	1.41248	0.18530	0.12656	0.00177	0.02491	0.00175							
Sample 1	-0.0118	5682	0.34	-1553	0.06481	0.00142	0.87079	0.00158	0.08809	0.00069	0.34429	0.00309	0.05367	0.00278	0.73011	0.00368	0.09867	0.00242	0.02819	0.00107							
Sample 2	0.0059	7689	412	3152	0.05435	0.00108	0.33135	0.00112	0.04422	0.00016	0.62777	0.00332	0.04501	0.00212	0.30736	0.00239	0.04953	0.01109	0.01422	0.00033							
Sample 3	-0.0004	5262	300	-50983	0.05707	0.00151	0.33840	0.00163	0.04301	0.00038	0.60040	0.00650	0.04716	0.00315	0.31390	0.00333	0.04818	0.00108	0.01372	0.00042							
Sample 4	0.0147	2653	142	1286	0.05341	0.00153	0.26421	0.00157	0.03588	0.00037	0.86117	0.00481	0.0423	0.00299	0.24508	0.00330	0.04019	0.00138	0.01348	0.00039							
Sample 5	0.2306	517	29	1.94	0.23629	0.0472	0.29269	0.0478	0.03771	0.00070	1.93548	0.01392	0.46651	0.00926	0.27150	0.00964	0.04224	0.00270	0.01441	0.00066							
Sample 6	-0.0024	4619	250	-7668	0.05411	0.00128	0.32289	0.00131	0.04328	0.00029	0.79601	0.00643	0.04481	0.00251	0.29951	0.00274	0.04848	0.00111	0.01410	0.00034							
Sample 8	0.2301	65	24	0.90	0.37061	0.03072	0.14096	0.03072	0.00118	0.00312	0.90298	0.00609	0.30960	0.06022	0.13076	0.06022	0.00309	0.00068	0.00341	0.00063							
Sample 9	0.0181	1009	64	0.69	0.06346	0.00321	0.36417	0.00323	0.04162	0.00043	0.68886	0.00510	0.05256	0.00628	0.33781	0.00657	0.04662	0.00192	0.01415	0.00070							
Sample 10	-0.7783	90	13	0.66	-121	0.14270	0.01749	0.04436	0.00025	0.00013	0.65547	0.00575	0.11817	0.03429	0.04115	0.03429	0.00253	0.00038	0.00140	0.00005							
Sample 11	0.0760	1383	83	0.57	0.06070	0.00297	0.36841	0.00302	0.04402	0.00051	0.57227	0.00818	0.05026	0.00583	0.14174	0.00615	0.04991	0.00198	0.01649	0.00084							
Sample 1	0.2428	784	70	0.47	0.08956	0.00658	0.36748	0.00660	0.00053	0.01521	0.00047	0.00427	0.09437	0.01289	0.38037	0.00105	0.03270	0.00201	0.01521	0.00093							
Sample 2	0.0090	1732	105	0.87	0.05846	0.00215	0.29123	0.00218	0.03613	0.00037	0.87226	0.00519	0.05507	0.00421	0.30144	0.00444	0.03970	0.00141	0.01380	0.00052							
Sample 4	-5.1923	90	35	0.55	-4	0.38843	0.04458	0.00660	0.00026	0.01210	0.54992	0.00624	0.56659	0.00738	0.36602	0.00738	0.00726	0.00112	0.01210	0.00123							
Sample 5	0.0088	23803	3818	0.18	1890	0.15202	0.00106	4.51899	0.00174	0.00118	0.17847	0.00263	0.14320	0.00208	4.71893	0.00548	0.23900	0.00507	0.09047	0.00341							
Sample 6	1.1326	10	7	0.72	0.66924	0.01885	0.21399	0.01886	0.00143	0.00043	0.03344	0.00092	0.63041	0.00395	0.13662	0.00398	0.00157	0.00154	0.00334	0.00117							
Sample 7	0.0439	2075	117	0.56	0.05662	0.00355	0.23840	0.00257	0.03822	0.00037	0.01226	0.00295	0.05334	0.00499	0.30887	0.00236	0.04200	0.00166	0.01216	0.00050							
Sample 12	0.0129	2145	152	1.01	0.07089	0.00220	0.40012	0.00224	0.04093	0.00038	1.06079	0.00707	0.06678	0.00432	0.41415	0.00461	0.04498	0.00160	0.01563	0.00058							
Sample 1	0.0180	1835	122	0.30	0.06676	0.00254	0.65650	0.00269	0.07133	0.00089	0.62605	0.00250	0.06245	0.00497	0.67399	0.00623	0.7827	0.00376	0.02805	0.00156							
Sample 2	-3.0307	29	7	0.64	-3	0.25902	0.01665	0.10997	0.00283	0.00021	0.04388	0.00071	0.24322	0.03264	0.10366	0.03165	0.00310	0.00082	0.00348	0.00074							
Sample 3	-0.0116	2699	150	1.67	-1580	0.06013	0.00200	0.37349	0.00206	0.00050	1.67095	0.01003	0.06266	0.00393	0.38344	0.00429	0.04943	0.00174	0.01620	0.00043							
Sample 4	0.0125	2724	169	1.39	1485	0.05320	0.00155	0.04545	0.00053	0.01504	0.39133	0.00108	0.04893	0.00304	0.33649	0.00362	0.04988	0.00196	0.01594	0.00040							
Sample 7	0.0144	2704	140	0.21	1287	0.05190	0.00205	0.28529	0.00387	0.00039	0.03247	0.00303	0.04856	0.00402	0.29289	0.00436	0.04375	0.00170	0.01347	0.00098							
Sample 8	0.1045	1475	91	1.66	186	0.06200	0.00271	0.21282	0.04935	0.00061	1.68259	0.01399	0.05800	0.00531	0.43306	0.00583	0.05415	0.00240	0.01586	0.00049							
Sample 10	-0.1617	452	36	1.07	-116	0.07889	0.00587	0.46338	0.00096	0.01714	1.06921	0.02725	0.07280	0.01150	0.47573	0.01199	0.04675	0.00338	0.01714	0.00115							
Sample 11	0.3818	150	19	0.74	0.12988	0.01732	0.24604	0.01733	0.01374	0.00059	0.00934	0.00049	0.11250	0.03394	0.25259	0.03401	0.01508	0.00216	0.00934	0.00096							

Sample 12	0.1019	1758	108	1.34	182	0.06158	0.00229	0.37807	0.00232	0.04453	0.00034	0.01541	0.00034	1.33600	0.01186	0.07761	0.00449	0.38814	0.00470	0.04886	0.00138	0.01541	0.00046
Sample 4	0.0676	316	21	0.10	283	0.06735	0.00595	0.02093	0.00596	0.00225	0.00066	0.00222	0.00021	0.10340	0.00090	0.06554	0.01167	0.02189	0.00242	0.00242	0.00023	0.00222	0.00041
Sample 5	-0.0036	1660	90	0.62	-5257	0.03396	0.00228	0.29556	0.00231	0.03973	0.00039	0.01231	0.00036	0.61653	0.00393	0.05251	0.00446	0.30904	0.00473	0.04459	0.00157	0.01231	0.00050
Sample 6	0.0050	8877	537	0.83	3728	0.05978	0.00095	0.38603	0.00098	0.04683	0.00026	0.01568	0.00013	0.88397	0.00765	0.03817	0.00185	0.40363	0.00218	0.05032	0.00114	0.01568	0.00025
Sample 7	0.1806	1134	67	0.61	102	0.03919	0.00271	0.34639	0.00275	0.04242	0.00046	0.01304	0.00037	0.68825	0.00652	0.07760	0.00532	0.36198	0.00569	0.04458	0.00204	0.01304	0.00073
Sample 8	0.3207	218	32	0.34	64	0.14689	0.02167	0.18927	0.02167	0.00934	0.00019	0.01192	0.00073	0.33802	0.00503	0.14295	0.04248	0.19790	0.04249	0.01004	0.00081	0.01192	0.00143
Sample 9	0.0097	8207	466	0.11	1801	0.05683	0.00115	0.51188	0.00123	0.06533	0.00042	0.01921	0.00047	0.11185	0.00083	0.05530	0.00226	0.53522	0.00270	0.07019	0.00148	0.01921	0.00092
Sample 10	-0.2191	148	4	2.42	-95	0.03005	0.00498	0.19021	0.00525	0.04591	0.00165	0.01612	0.00073	2.42139	0.03015	0.03924	0.00976	0.19888	0.01176	0.04933	0.00655	0.01612	0.00143
Sample 11	0.0740	2265	150	0.86	255	0.06603	0.00208	0.36443	0.00213	0.04000	0.00044	0.01561	0.00027	0.85779	0.00628	0.06425	0.01407	0.38073	0.00438	0.04298	0.00162	0.01561	0.00052

		Ages (Ma) d				FILTER				Ratios d						Filtered Ages							
		abs		abs		abs		%		Best Age	Error	Conc	<541	Data for Wetherill plot c						2s (%)			
206Pb/238U	2s	207Pb/235Uc	2s	207Pb/206Pb	2s	208Pb/232Th	2s	% concord					207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	Rho	208Pb/238U	2s (%)	208Pb/232Th	2s (%)	Age	Error
304.2	22.9	500.2	88.2	1588.8	251.2	298.3	13.9	19.8	304.2	22.9	60.8	Phanerozoic	0.09554	16.93	0.6185	17.64	0.04832	6.68	0.38	0.0187	4.66	14.0	1.2
263.5	29.4	254.9	73.1	176.9	47.3	239.5	18.6	146.9	263.5	29.4	103.4	Phanerozoic	0.04561	27.70	0.2854	28.67	0.04172	10.39	0.36	0.0150	7.78	15.6	1.3
259.0	12.1	284.0	21.5	495.1	29.7	241.4	9.1	52.3	259.0	12.1	91.2	Phanerozoic	0.05709	6.21	0.3227	7.58	0.04100	4.64	0.61	0.0151	3.79	16.3	3.0
384.5	10.2	377.7	13.8	335.8	8.8	293.9	7.7	114.5	384.5	10.2	101.8	Phanerozoic	0.05316	2.71	0.4506	3.66	0.06467	2.57	0.70	0.0184	2.61	19.9	2.9
14.0	1.2	23.8	3.0	1177.1	119.1	13.7	0.7	1.2	14.0	1.2	58.8	Phanerozoic	0.07920	10.49	0.0238	12.45	0.00018	7.25	0.58	0.0009	5.26	20.0	3.6
288.2	13.2	286.0	20.5	267.8	15.6	235.6	11.5	107.6	288.2	13.2	109.8	Phanerozoic	0.05160	6.02	0.3253	7.18	0.04573	4.22	0.59	0.0147	4.87	15.9	2.9
219.2	9.9	234.1	26.7	386.9	41.1	222.2	7.3	56.6	219.2	9.9	93.6	Phanerozoic	0.05438	11.02	0.2593	11.41	0.03458	4.16	0.36	0.0139	3.28	46.6	4.9
81.1	14.4	894.2	233.6	4938.5	1090.4	396.6	27.8	1.6	81.1	14.4	9.1	Phanerozoic	0.80945	22.89	1.4125	26.12	0.01866	13.95	0.53	0.0249	7.01	64.4	8.3
686.6	18.6	556.6	27.5	357.0	15.3	596.1	22.5	169.9	686.6	18.6	109.0	Phanerozoic	0.05367	5.18	0.7301	4.94	0.09867	2.45	0.50	0.0282	3.78	81.1	14.4
311.6	7.8	272.1	12.2	55.2	-2.2	303.0	7.0	564.2	311.6	7.8	114.5	Phanerozoic	0.04501	4.72	0.3074	4.48	0.04853	2.20	0.49	0.0142	2.30	96.5	14.4
303.3	8.1	277.2	16.5	62.3	3.4	292.3	8.8	487.1	303.3	8.1	109.4	Phanerozoic	0.04726	6.67	0.3139	5.96	0.04818	2.24	0.38	0.0137	3.03	207.4	13.7
254.0	11.3	222.6	14.6	98.0	-5.5	287.3	8.3	239.1	254.0	11.3	114.1	Phanerozoic	0.04423	6.76	0.2451	6.58	0.04019	3.45	0.52	0.0135	2.88	219.2	9.9
266.7	22.2	243.9	43.0	29.4	4.8	307.0	14.0	906.0	266.7	22.2	109.4	Phanerozoic	0.04661	19.86	0.2715	17.65	0.04214	6.39	0.36	0.0144	4.56	251.0	11.2
305.2	8.4	266.0	13.7	65.9	-3.1	300.5	7.2	463.8	305.2	8.4	114.7	Phanerozoic	0.04481	5.59	0.2995	5.16	0.04848	2.28	0.44	0.0141	2.40	254.0	11.3
19.9	2.9	124.8	34.0	3505.4	569.6	73.0	13.4	0.6	19.9	2.9	15.9	Phanerozoic	0.30690	19.62	0.1308	27.27	0.00809	21.90	0.80	0.0034	18.38	259.0	12.1
293.7	15.5	295.5	31.7	309.6	30.7	301.5	14.9	94.9	293.7	15.5	99.4	Phanerozoic	0.05256	11.96	0.3378	10.72	0.04662	4.11	0.38	0.0142	4.95	263.5	29.4
16.3	3.0	40.9	11.6	1928.7	463.4	30.1	5.3	0.8	16.3	3.0	39.7	Phanerozoic	0.11817	29.02	0.0412	28.38	0.00253	15.10	0.53	0.0014	17.64	265.2	11.8
310.3	14.5	298.5	31.1	207.3	19.9	350.9	17.9	148.7	310.3	14.5	108.9	Phanerozoic	0.05026	11.59	0.3417	10.41	0.04931	4.02	0.39	0.0165	5.10	266.7	22.2
207.4	13.7	327.3	51.2	1361.0	187.3	309.1	18.8	15.9	207.4	13.7	63.4	Phanerozoic	0.06437	15.28	0.3804	15.65	0.03270	6.15	0.39	0.0152	6.99	269.5	10.4
251.0	11.2	267.5	21.5	415.0	29.9	280.7	10.6	60.5	251.0	11.2	93.8	Phanerozoic	0.05507	7.65	0.3014	8.03	0.03970	3.54	0.44	0.0138	3.78	271.3	11.2
46.6	4.9	316.7	86.5	3774.5	849.0	246.3	24.9	1.2	46.6	4.9	14.7	Phanerozoic	0.36589	23.88	0.3660	27.31	0.00726	15.49	0.57	0.0121	10.12	276.0	12.9
1381.5	33.3	1770.6	44.7	2286.2	31.1	1772.8	66.8	61.0	2266.2	31.1	78.0	Phanerozoic	0.14320	1.45	4.7189	2.52	0.23900	2.12	0.84	0.0905	3.77	283.6	11.3
10.1	1.2	130.0	13.0	4579.7	252.8	68.4	23.9	0.2	10.1	1.2	7.8	Phanerozoic	0.63041	5.86	0.1306	98.43	0.00157	98.28	1.00	0.0033	35.00	287.3	14.1
265.2	11.8	273.3	26.4	343.1	30.3	249.5	10.1	77.3	265.2	11.8	97.0	Phanerozoic	0.05334	9.36	0.3089	9.66	0.04200	3.95	0.41	0.0123	4.07	288.2	13.2
283.6	11.3	351.9	24.9	830.9	50.7	317.5	11.8	34.1	283.6	11.3	80.6	Phanerozoic	0.06678	6.47	0.4142	7.06	0.04898	3.57	0.51	0.0156	3.72	293.7	15.5
485.8	26.2	523.1	46.3	689.6	51.3	556.5	31.0	70.4	485.8	26.2	92.9	Phanerozoic	0.06245	7.96	0.6740	8.86	0.07827	4.80	0.54	0.0281	5.57	294.5	22.7
20.0	3.6	100.2	29.2	3135.2	395.0	77.8	14.8	0.6	20.0	3.6	139.9	Phanerozoic	0.24232	13.47	0.1037	29.20	0.00310	26.35	0.90	0.0039	19.01	303.3	8.1
311.0	14.2	329.6	24.4	462.6	30.2	323.3	8.5	67.2	311.0	14.2	94.4	Phanerozoic	0.05626	6.98	0.3834	7.41	0.04843	3.51	0.47	0.0162	2.63	304.2	22.9
313.8	16.5	294.5	20.7	144.4	8.4	300.2	8.0	217.3	313.8	16.5	106.5	Phanerozoic	0.04893	6.22	0.3365	7.03	0.04888	3.94	0.56	0.0150	2.67	305.2	8.4
276.0	12.9	260.8	24.6	126.4	9.8	249.2	19.6	218.4	276.0	12.9	105.8	Phanerozoic	0.04856	8.28	0.2929	8.67	0.04375	3.89	0.45	0.0125	7.87	307.5	9.6
340.0	18.9	365.3	36.2	529.7	45.4	316.5	9.8	64.2	340.0	18.9	93.1	Phanerozoic	0.05800	9.15	0.4331	9.65	0.05415	4.44	0.46	0.0159	3.10	310.3	14.5
294.5	22.7	395.1	64.3	1036.1	151.1	341.8	22.9	28.4	294.5	22.7	74.5	Phanerozoic	0.07380	15.59	0.4757	16.27	0.04975	7.22	0.44	0.0171	6.70	310.4	44.0
96.5	14.4	228.7	68.2	1978.4	517.0	186.9	19.2	4.9	96.5	14.4	42.2	Phanerozoic	0.12150	27.93	0.2536	29.81	0.01808	14.35	0.48	0.0093	10.26	311.0	14.2
307.5	9.6	333.0	26.0	514.9	37.6	307.5	9.3	59.7	307.5	9.6	92.4	Phanerozoic	0.05761	7.80	0.3881	7.82	0.04886	3.82	0.36	0.0154	3.01	311.6	7.8
15.6	1.3	22.0	4.3	791.7	137.2	45.5	8.3	2.0	15.6	1.3	70.9	Phanerozoic	0.06554	17.81	0.0219	19.67	0.00442	9.30	0.47	0.0022	18.30	313.8	16.5
269.5	10.4	273.4	24.8	307.5	25.4	250.6	10.3	87.6	269.5	10.4	98.6	Phanerozoic	0.05251	8.50	0.3090	9.06	0.04899	3.68	0.41	0.0123	4.10	316.5	8.0
316.5	8.0	344.3	11.2	536.2	16.6	318.8	5.0	59.0	316.5	8.0	91.9	Phanerozoic	0.05817	3.19	0.4036	3.84	0.05832	2.26	0.59	0.0157	1.58	340.0	18.9
287.3	14.1	313.7	31.5	514.4	46.2	265.4	14.8	55.9	287.3	14.1	91.6	Phanerozoic	0.05760	9.23	0.3620	10.03	0.04588	4.46	0.45	0.0130	5.57	384.5	10.2

64.4	8.3	183.3	55.0	2263.2	654.5	242.7	29.2	2.8	64.4	8.3	35.1	Phareocok	0.14295	29.72	0.1979	30.02	0.01804	8.05	0.27	0.0119	12.03	437.3	10.6
437.3	10.6	435.3	19.6	424.4	16.9	389.8	18.7	103.0	437.3	10.6	100.5	Phareocok	0.05530	4.09	0.5352	4.50	0.07019	2.11	0.47	0.0192	4.80	485.8	26.2
310.4	44.0	184.2	64.6	#NUM!	#NUM!	327.5	29.0	#NUM!	310.4	44.0	168.5	Phareocok	0.02924	33.38	0.1989	35.09	0.04933	13.28	0.38	0.0161	8.85	606.6	18.6
271.3	11.2	337.6	23.7	750.0	46.3	317.4	10.7	36.2	271.3	11.2	82.8	Phareocok	0.06425	6.34	0.3807	7.23	0.04998	3.76	0.52	0.0156	3.36	2266.2	31.1

Sample 9	0.1014 2	3527	204	0.79	1305	#####	0.0015 2	#####	#####	#####	0.0015 5	#####	#####	0.01252	0.0001 9	0.79103	#####	#####	0.0061 3	0.95530	0.0029 7	0.31522	0.0032 6	0.04134	0.0013 4	0.01252	0.0003 7
Sample 10	0.060 9	2170	127	0.83	305	#####	0.0018 3	#####	#####	#####	0.0018 7	#####	#####	0.01276	0.0001 9	#####	#####	#####	0.0061 3	0.05589	0.0035 8	0.33385	0.0038 5	0.04332	0.0014 1	0.01276	0.0003 8
Sample 11	0.001 9	361	37	0.90	-10101	0.10391	#####	#####	#####	#####	#####	#####	#####	0.00111	#####	0.90132	#####	#####	#####	0.09549	0.0163 1	0.04620	0.0163 2	0.00337	0.0003 1	0.00111	0.0000 9
Sample 12	0.208 1	213	75	1.71	97	#####	0.0271 4	#####	#####	#####	0.0271 4	#####	#####	#####	#####	1.71061	#####	#####	#####	0.3928	0.0531 9	0.05181	0.0531 9	0.00111	0.0002 0	0.00068	0.0000 8
Sample 1	1.318 8	104	27	1.15	17	0.26123	#####	#####	#####	#####	#####	#####	#####	#####	#####	1.15289	#####	#####	0.0127 0	0.24893	0.0714 2	0.03305	0.0714 2	0.00096	0.0001 6	0.00062	0.0000 7
Sample 2	0.047 9	1278	82	0.59	389	#####	#####	#####	#####	#####	#####	#####	#####	0.01291	#####	#####	#####	#####	#####	0.06101	0.0060 0	0.32778	0.0062 2	0.03896	0.0016 7	0.01291	0.0006 8

8.0	1.5	141.9	33.0	5055.9	834.2	160	1.8	0.2	8.0	1.5	5.6	Phenetrobic	#####	1622	#####	23.23	#####	16.75	0.72	#####	11.06	9.8	1.1
276.0	11.0	377.0	19.1	1056.3	40.4	305.5	7.6	26.1	276.0	11.0	73.2	Phenetrobic	#####	4.00	#####	5.06	#####	3.31	0.65	#####	2.50	10.0	0.9
6.0	0.8	20.0	7.2	2397.3	788.7	7.6	1.1	0.3	6.0	0.8	30.1	Phenetrobic	0.15459	34.36	#####	35.85	#####	14.24	0.40	#####	14.21	10.3	0.9
12.0	1.3	88.2	14.0	3777.6	482.2	30.3	1.9	0.3	12.0	1.3	13.5	Phenetrobic	#####	13.79	#####	15.85	#####	8.76	0.55	#####	6.38	11.0	1.4
30.8	1.2	31.5	3.0	84.8	7.4	33.3	2.4	36.3	30.8	1.2	97.8	Phenetrobic	0.04771	9.17	#####	9.41	#####	3.41	0.36	#####	7.10	12.0	1.3
14.1	1.6	38.3	12.6	2063.1	629.4	22.7	4.0	0.7	14.1	1.6	36.8	Phenetrobic	0.12745	31.86	#####	32.84	#####	12.16	0.37	0.0011	17.64	12.0	1.6
5.4	1.4	13.2	3.7	1838.7	473.2	7.7	1.1	0.3	5.4	1.4	41.2	error	0.11241	26.88	0.0131	27.93	#####	10.85	0.39	#####	14.39	12.2	0.7
261.1	10.0	278.2	16.9	424.5	21.8	257.9	7.7	61.5	261.1	10.0	95.9	Phenetrobic	#####	5.38	#####	6.09	#####	3.25	0.53	#####	2.98	14.1	1.6
273.4	10.6	292.5	20.3	448.0	27.5	262.8	7.9	61.0	273.4	10.6	95.5	Phenetrobic	#####	6.41	#####	6.95	#####	3.26	0.47	#####	2.99	14.7	1.4
21.7	2.7	45.9	8.3	1614.6	253.5	23.1	1.8	1.3	21.7	2.7	47.3	Phenetrobic	#####	16.40	#####	18.16	#####	9.12	0.50	0.0011	7.92	15.7	2.7
7.1	7.7	51.3	11.9	3659.5	549.3	14.1	1.6	0.2	7.1	7.7	13.9	error	#####	15.68	#####	23.20	0.0011	17.69	0.76	#####	11.09	16.6	2.4
6.2	1.2	33.0	10.6	3178.0	868.9	12.5	1.4	0.2	6.2	1.2	18.8	Phenetrobic	#####	28.69	#####	32.17	#####	16.95	0.53	#####	11.34	16.8	1.8
246.4	12.3	287.9	29.7	693.7	59.9	261.0	13.8	38.5	246.4	12.3	85.6	Phenetrobic	0.05101	9.83	#####	10.30	#####	4.29	0.42	#####	5.30	17.4	3.1

Ages (Ma) d				FILTER				Ratios d								Filtered Ages		
2s	2s	2s	2s	Best Age	Erro	Con	>15%err or	<541	207Pb/208Pb	207Pb/235U	207Pb/238U	208Pb/232Th	2s	Rh	2s	2s	Age	Erro
abs	abs	abs	abs	conce	r	C			b	c	U	h	(%)	o	(%)	(%)		r
Data for Wetherill plot c																		
6.2	0.9	18.2	3.5	2170.7	357.8	11.0	1.1	0.3	0.1352	34.3	17.30	0.0181	19.17	0.51	9.79	0.51	19.7	3.2
21.9	2.5	35.5	8.2	1085.6	239.6	25.7	3.4	2.0	#####	61.7	22.50	#####	23.00	#####	8.31	0.36	20.5	3.8
6.1	0.6	31.8	6.9	3142.9	597.0	8.5	0.6	0.2	#####	19.2	19.93	#####	21.55	0.47	10.18	0.47	21.7	2.7
21.9	5.3	161.7	47.0	3781.9	678.3	44.8	11.9	0.6	#####	5.3	18.82	#####	29.95	0.79	22.86	0.79	21.9	2.5
1074.6	156.8	3043.8	592.8	4851.0	572.3	2424.0	146.2	22.2	0.76128	572.3	12.38	#####	19.48	0.80	15.50	0.80	22.2	2.9
6.4	1.3	34.1	10.4	3185.4	800.9	8.5	1.0	0.2	0.25010	26.39	#####	#####	30.52	0.57	17.30	0.57	22.3	2.4
6.1	1.1	19.6	6.0	2333.5	654.1	10.0	1.7	0.3	0.14891	29.41	#####	#####	30.76	0.41	13.67	0.41	23.6	2.6
6.1	0.7	29.0	7.6	2387.3	686.6	12.0	2.0	0.2	0.22091	24.12	#####	#####	26.15	0.48	12.47	0.48	23.8	2.7
22.2	2.9	40.7	9.3	1337.4	282.0	23.9	3.1	1.7	#####	22.12	#####	#####	22.89	0.39	8.91	0.39	24.1	2.3
25.2	3.2	57.9	15.2	1773.7	428.9	44.9	6.5	1.4	0.10846	25.42	#####	#####	26.28	0.39	10.30	0.39	24.3	1.9
6.5	0.7	24.9	6.2	2633.4	596.5	17.9	2.1	0.2	0.17791	23.81	#####	#####	24.82	0.41	10.15	0.41	24.3	4.2
23.6	2.6	64.4	13.1	2087.9	378.3	35.3	2.1	1.1	0.12926	19.04	#####	#####	20.35	0.45	9.26	0.45	24.4	3.6
261.8	10.4	366.4	19.3	1095.7	45.9	337.9	7.9	23.9	#####	4.40	#####	#####	5.27	0.61	3.19	0.61	25.2	3.2
19.7	3.2	53.4	15.2	2073.2	498.2	39.8	10.0	0.9	0.12818	25.26	#####	#####	28.46	0.54	15.25	0.54	25.5	4.9
16.6	2.4	76.2	17.8	2971.2	537.6	60.0	7.8	0.6	0.21871	19.02	#####	#####	23.35	0.63	14.76	0.63	25.7	4.8
29.1	3.2	366.2	64.3	4722.3	331.1	74.3	9.0	0.6	#####	7.37	#####	#####	17.57	0.92	16.11	0.92	26.0	2.6
26.0	2.6	55.3	18.6	1656.1	527.2	43.5	9.5	1.6	0.10065	33.87	#####	#####	33.65	0.29	9.08	0.29	26.8	5.2
36.8	29.1	259.4	55.0	3781.0	577.8	163.5	13.4	1.0	#####	15.13	#####	#####	21.29	0.70	14.82	0.70	27.8	2.7
7.7	0.9	24.0	4.2	2300.6	337.6	15.3	1.3	0.3	0.14609	14.53	#####	#####	17.50	0.54	9.53	0.54	29.1	3.2
7.2	0.9	22.4	5.6	2274.6	432.0	17.0	3.2	0.3	0.14390	18.81	#####	#####	25.12	0.65	16.44	0.65	30.8	1.2
171.3	11.3	1409.6	117.2	4939.6	253.4	1209.5	50.6	3.5	0.91012	5.08	#####	#####	8.31	0.79	6.54	0.79	33.1	5.3
232.8	7.6	393.7	14.0	1490.9	35.1	475.3	11.8	15.6	0.09315	2.33	#####	#####	3.57	0.75	2.68	0.75	34.8	6.6
7.2	1.4	42.7	12.1	3349.7	750.7	13.0	2.2	0.2	#####	22.19	#####	#####	28.45	0.62	17.52	0.62	39.6	4.8
54.8	6.6	660.3	86.6	4881.4	304.6	212.8	24.1	1.1	#####	6.18	0.9161	#####	13.11	0.88	11.53	0.88	104.5	11.7
7.3	0.8	42.0	8.8	3305.6	590.0	16.3	1.8	0.2	#####	17.67	#####	#####	21.09	0.53	11.23	0.53	106.7	20.8
5.0	1.0	12.6	6.1	1915.3	877.4	6.2	1.3	0.3	0.11728	45.36	#####	#####	48.85	0.35	16.95	0.35	171.3	11.3
22.3	2.4	264.0	57.8	4557.0	861.1	85.7	4.6	0.5	0.92061	17.73	#####	#####	21.88	0.57	13.57	0.57	282.8	7.6
6.7	0.9	26.4	4.3	2698.5	369.9	10.0	0.9	0.2	0.18503	13.35	#####	#####	16.29	0.56	9.14	0.56	246.4	12.3
6.2	1.0	23.4	6.5	2619.0	653.7	7.0	0.9	0.2	0.17637	24.72	#####	#####	27.80	0.44	12.25	0.44	250.5	9.2
6.0	2.3	26.4	7.0	2875.6	667.4	10.8	1.5	0.2	0.20816	24.23	#####	#####	26.41	0.48	13.61	0.48	289.4	8.9
277.4	8.2	269.9	12.2	1359.9	5.4	277.4	6.4	204.1	#####	4.13	#####	#####	4.65	0.53	2.44	0.53	261.1	10.0
25.7	4.8	84.9	23.1	2493.7	519.8	65.9	17.8	1.1	0.15850	22.24	#####	#####	27.22	0.62	16.94	0.62	261.8	10.4
25.5	4.9	61.8	21.6	1880.4	605.6	46.2	9.0	1.4	0.11504	33.50	#####	#####	34.92	0.39	15.76	0.39	273.4	10.6
12.2	5.0	71.7	18.7	3386.2	761.5	27.4	2.6	0.4	#####	23.47	#####	#####	25.73	0.49	14.49	0.49	276.0	11.0
6.8	0.7	26.6	5.8	2671.6	510.8	8.1	0.6	0.3	0.18204	19.96	#####	#####	21.75	0.48	10.37	0.48	277.4	8.2
23.8	2.7	55.4	22.4	1795.7	698.9	40.1	7.5	1.3	0.10996	40.56	#####	#####	40.55	0.29	11.59	0.29	#####	#####
9.0	4.7	16.1	11.0	1281.3	723.1	12.4	2.0	0.7	#####	58.90	#####	#####	68.11	0.56	38.14	0.56	#####	#####
12.1	3.1	121.8	34.3	4220.6	791.6	34.4	3.5	0.3	#####	19.58	#####	#####	28.19	0.75	21.04	0.75	#####	#####
7.8	2.1	53.2	10.8	3544.6	599.7	12.4	1.0	0.2	0.31685	17.61	#####	#####	30.71	0.58	12.00	0.58	#####	#####

6.0	1.2	25.4	6.4	2797.9	592.1	9.8	1.0	0.2	6.0	1.2	23.7	error	Phenacetic	0.19657	22.09	###	25.04	#####	13.38	0.53	###	10.24
7.2	3.0	48.2	11.6	3544.0	612.5	16.2	2.3	0.2	7.2	3.0	15.0	error	Phenacetic	0.31467	18.04	###	24.09	0.00112	16.78	0.70	###	13.93
6.7	1.1	41.3	18.1	3403.0	1386.4	13.7	1.8	0.2	6.7	1.1	16.3	error	Phenacetic	#####	40.42	###	43.79	#####	21.06	0.48	###	13.07
6.2	0.8	28.5	7.6	2940.0	664.0	15.9	2.8	0.2	6.2	0.8	21.8	error	Phenacetic	0.21453	23.78	###	26.50	#####	13.86	0.52	###	17.36
6.5	1.0	15.3	3.4	1795.7	334.9	12.0	1.1	0.4	6.5	1.0	42.2	error	Phenacetic	0.10978	19.64	###	22.43	#####	12.46	0.56	###	9.46
16.8	1.8	159.0	27.7	4151.7	580.5	53.0	5.2	0.4	16.8	1.8	10.6	error	Phenacetic	#####	14.72	###	17.39	#####	10.34	0.59	###	9.89
6.2	1.0	22.6	8.0	2546.4	852.2	11.7	1.6	0.2	6.2	1.0	27.6	error	Phenacetic	0.16886	35.24	###	35.32	#####	11.30	0.32	###	13.55
99.6	4.8	110.6	18.5	335.8	57.0	179.1	9.8	28.2	99.6	4.8	90.1	error	Phenacetic	#####	16.96	0.1151	16.77	#####	4.64	0.28	###	5.47
6.8	1.1	20.5	8.6	2239.1	807.9	11.2	2.5	0.3	6.8	1.1	33.0	error	Phenacetic	0.14096	37.99	###	41.72	#####	20.95	0.50	###	21.80
9.1	2.0	106.1	27.4	4418.4	879.8	53.1	4.3	0.2	9.1	2.0	8.6	error	Phenacetic	0.56418	20.97	0.1102	25.86	#####	16.50	0.64	###	8.11
9.8	2.0	74.0	14.1	3748.9	608.3	37.3	3.6	0.3	9.8	2.0	13.3	error	Phenacetic	#####	17.03	###	19.05	#####	10.07	0.53	###	9.74
5.4	0.7	10.3	4.0	1381.6	503.0	11.7	1.8	0.4	5.4	0.7	52.6	error	Phenacetic	#####	38.34	###	38.43	#####	12.31	0.32	###	15.33
10.0	0.9	15.0	4.3	915.1	249.2	24.5	2.5	1.1	10.0	0.9	66.6	error	Phenacetic	#####	28.68	###	28.42	#####	8.13	0.29	###	10.26
11.0	1.4	59.0	17.0	3208.6	835.9	28.0	3.2	0.3	11.0	1.4	18.7	error	Phenacetic	#####	27.43	###	28.82	0.00171	12.34	0.43	###	11.33
5.7	0.8	13.8	3.3	1847.0	386.5	9.0	1.0	0.3	5.7	0.8	41.0	error	Phenacetic	0.11292	22.04	###	23.88	#####	11.50	0.48	###	10.70
7.0	1.0	39.3	12.6	3278.6	923.0	9.0	1.7	0.2	7.0	1.0	17.7	error	Phenacetic	#####	29.64	###	32.12	#####	15.47	0.48	###	18.69
6.1	0.8	10.2	3.6	1128.0	372.9	7.8	0.6	0.5	6.1	0.8	59.9	error	Phenacetic	#####	34.81	0.0101	35.07	#####	11.70	0.33	###	7.87
23.8	14.7	199.7	54.0	4002.9	861.6	57.0	7.6	0.6	23.8	14.7	11.9	error	Phenacetic	#####	22.66	###	27.05	#####	16.38	0.61	###	13.29
24.8	24.9	31.5	17.6	577.3	261.1	43.7	10.2	4.3	24.8	24.9	78.7	error	Phenacetic	#####	47.61	###	55.98	#####	32.99	0.59	###	23.34

Table 3: Summary of LA-ICP-MS U-Pb zircon data for analyzed sample T452 and reference standards

Sample	207Pb/206Pb				206Pb/238U				207Pb/235U				Corrected ratios								
	b		U		b		U		b		U		b		U						
	cps	cps	Th/U	206Pb/204Pb	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	2s					
Sample 1	-0.7390	166	0.40	-28	0.19006	0.03801	0.07450	0.02801	0.00288	0.00010	0.00194	0.00024	0.00052	0.00333	0.18643	0.05489	0.07887	0.00307	0.00039	0.00194	0.00047
Sample 2	1.7589	258	2.78	11	0.84450	0.05077	0.05110	0.05317	0.16317	0.00573	0.12054	0.00332	2.77731	0.07713	0.86761	0.10245	20.75942	0.17354	0.02434	0.12054	0.00650
Sample 4	1.4373	140	0.54	14	0.13333	0.01913	0.04447	0.01813	0.00226	0.00012	0.00667	0.00012	0.53656	0.00810	0.13078	0.03749	0.04326	0.00240	0.00042	0.00067	0.00023
Sample 5	1.1548	189	4.01	16	0.75298	0.05871	2.07834	0.05872	0.02002	0.00071	0.00941	0.00042	0.46646	0.05262	0.73860	0.11508	2.46815	0.02129	0.00933	0.00941	0.00081
Sample 6	0.6807	1149	0.47	305	0.05597	0.00288	0.24452	0.00294	0.03428	0.00059	0.01239	0.00044	0.74782	0.00584	0.05490	0.00564	0.77595	0.03645	0.00248	0.01239	0.00086
Sample 7	0.3108	360	0.27	62	0.06680	0.00815	0.04994	0.00815	0.00527	0.00010	0.00239	0.00020	0.73798	0.00215	0.06748	0.01596	0.62310	0.00360	0.00042	0.00239	0.00029
Sample 8	0.0485	3171	0.59	380	0.05443	0.00174	0.24636	0.00176	0.03469	0.00032	0.01196	0.00022	0.92411	0.00519	0.05339	0.00340	0.77161	0.03689	0.00119	0.01196	0.00044
Sample 9	-1.3678	80	0.59	-18	0.39325	0.02644	0.07609	0.02644	0.00205	0.00013	0.00264	0.00021	0.59281	0.00433	0.35410	0.03581	0.07938	0.00218	0.00046	0.00264	0.00040
Sample 10	0.8123	173	0.54	25	0.11972	0.01921	0.04100	0.01921	0.00328	0.00016	0.00298	0.00021	0.54104	0.00572	0.11744	0.03766	0.05643	0.00349	0.00063	0.00298	0.00042
Sample 11	1.3707	144	0.39	15	0.14492	0.01513	0.06062	0.01513	0.00303	0.00013	0.00246	0.00028	0.38521	0.00313	0.14215	0.02966	0.06324	0.00233	0.00053	0.00246	0.00055
Sample 12	-0.0051	189	0.49	-3855	0.14491	0.02571	0.07236	0.02571	0.00362	0.00013	0.00177	0.00011	0.48571	0.00375	0.14215	0.02939	0.07549	0.00385	0.00050	0.00177	0.00021
Sample 1	2.4437	88	0.73	10	0.22120	0.03909	0.04620	0.02909	0.00151	0.00009	0.00125	0.00013	0.24820	0.00192	0.21587	0.02702	0.04976	0.00167	0.00036	0.00125	0.00025
Sample 2	-1.4542	118	1.00	-15	0.18645	0.02876	0.08912	0.02876	0.00347	0.00016	0.00120	0.00025	0.95944	0.00618	0.18196	0.02638	0.09599	0.00383	0.00065	0.00120	0.00048
Sample 3	-1.2781	61	0.65	-22	0.38480	0.04303	0.11038	0.04303	0.00208	0.00016	0.00208	0.00020	0.64931	0.00520	0.37552	0.04834	0.11889	0.00230	0.00074	0.00208	0.00059
Sample 4	-0.1802	225	0.49	-104	0.54599	0.03161	0.30950	0.03161	0.00553	0.00025	0.01271	0.00081	0.49342	0.00475	0.34604	0.05196	0.33337	0.00699	0.00098	0.01271	0.00160
Sample 5	-0.6586	169	0.41	-31	0.06164	0.01996	0.02131	0.01996	0.00251	0.00009	0.00129	0.00017	0.40900	0.00280	0.06016	0.03911	0.02295	0.00277	0.00034	0.00129	0.00094
Sample 6	0.0431	3959	0.56	430	0.03775	0.00258	0.37129	0.00260	0.02596	0.00031	0.01378	0.00022	0.56309	0.00586	0.10125	0.02055	0.39993	0.00521	0.00285	0.00129	0.00042
Sample 7	0.2083	144	0.39	100	0.17309	0.01805	0.07822	0.01805	0.00328	0.00014	0.00865	0.00033	0.39381	0.00311	0.16892	0.03538	0.08425	0.00362	0.00051	0.00362	0.00065
Sample 8	0.1087	145	0.33	187	0.17140	0.02148	0.05237	0.02148	0.00349	0.00015	0.00377	0.00040	0.32316	0.00223	0.15727	0.04210	0.08894	0.00386	0.00060	0.00377	0.00079
Sample 9	-0.5460	282	0.32	-38	0.04815	0.01275	0.02111	0.01275	0.00318	0.00008	0.00212	0.00017	0.32463	0.00233	0.04699	0.02474	0.02474	0.00351	0.00035	0.00212	0.00094
Sample 10	1.6723	165	0.43	13	0.10756	0.02327	0.04332	0.02327	0.00285	0.00011	0.00257	0.00024	0.49093	0.00542	0.10497	0.04561	0.04558	0.00315	0.00042	0.00257	0.00047
Sample 11	0.6940	189	0.42	28	0.03229	0.01329	0.04456	0.01329	0.00313	0.00013	0.00443	0.00014	0.43242	0.00331	0.10080	0.04174	0.04800	0.00345	0.00057	0.00443	0.00027
Sample 12	1.2606	95	0.68	20	0.15074	0.03149	0.04711	0.03150	0.00227	0.00009	0.00143	0.00014	0.68186	0.00579	0.14711	0.06173	0.05074	0.00250	0.00035	0.00143	0.00027
Sample 1	-0.3682	117	0.75	-59	0.13966	0.00450	0.03208	0.00450	0.00167	0.00007	0.00030	0.00007	0.74832	0.00499	0.13659	0.04801	0.03457	0.00184	0.00024	0.00030	0.00014
Sample 2	0.1982	303	0.44	89	0.06824	0.00889	0.02955	0.00889	0.00303	0.00008	0.00145	0.00009	0.44424	0.00433	0.06674	0.01742	0.03077	0.00334	0.00034	0.00145	0.00017
Sample 4	0.5380	214	0.62	36	0.15247	0.00612	0.07561	0.00612	0.00360	0.00013	0.00170	0.00015	0.51566	0.00538	0.14913	0.05119	0.08149	0.00396	0.00045	0.00170	0.00029
Sample 5	0.0870	122	0.39	256	0.18502	0.00065	0.08854	0.00065	0.00347	0.00013	0.00049	0.00025	0.91140	0.00299	0.18096	0.04048	0.09541	0.00382	0.00055	0.00049	0.00019

Sample 6	-1.402	1.25	15	0.37	-151	0.12280	0.03029	0.06119	0.02029	0.00361	0.00015	0.00417	0.00027	0.36703	0.00352	0.12011	0.03976	0.08595	0.03976	0.00398	0.0057	0.00117	0.00063
Sample 7	0.9452	1.335	177	1.02	409	0.13275	0.00678	0.72214	0.00880	0.03945	0.00047	0.02017	0.00067	1.01833	0.00903	0.12984	0.01330	0.77824	0.01349	0.04347	0.00227	0.00217	0.00131
Sample 8	0.0782	1.84	20	0.58	253	0.11092	0.06268	0.05680	0.02628	0.00371	0.00012	0.00215	0.00016	0.76566	0.00384	0.10848	0.05150	0.57651	0.05151	0.00409	0.00051	0.00025	0.00091
Sample 9	0.6364	1.30	20	0.34	38	0.15683	0.01914	0.07538	0.01914	0.00349	0.00016	0.00292	0.00028	0.34402	0.00378	0.15339	0.03751	0.88124	0.03751	0.00384	0.00662	0.00292	0.00065
Sample 10	0.7793	1.36	16	0.35	27	0.11640	0.01565	0.05448	0.01565	0.00339	0.00015	0.00258	0.00029	0.35022	0.00268	0.11384	0.03967	0.65871	0.03967	0.00374	0.00055	0.00258	0.00067
Sample 11	0.4480	2.82	35	0.51	43	0.12367	0.01654	0.05244	0.01654	0.00308	0.00008	0.00185	0.00013	0.41398	0.00621	0.12095	0.03243	0.65161	0.03243	0.00339	0.00031	0.00185	0.00005
Sample 12	-0.4143	73	20	0.58	-61	0.27140	0.04739	0.16705	0.04739	0.00446	0.00027	0.00229	0.00037	0.57679	0.00642	0.26545	0.09405	0.88000	0.09406	0.00492	0.00121	0.00329	0.00073
Sample 1	3.8054	82	22	0.41	6	0.27028	0.03239	0.11639	0.03239	0.00339	0.00030	0.01229	0.00100	0.41141	0.00397	0.26312	0.06349	0.13484	0.06350	0.00372	0.00114	0.01229	0.00196
Sample 2	0.6191	231	33	0.46	34	0.41170	0.01856	0.05711	0.01856	0.00292	0.00008	0.00189	0.00019	0.86216	0.00345	0.13795	0.06367	0.86092	0.06367	0.00320	0.00032	0.00189	0.00038
Sample 3	1.0417	82	7	0.85	27	0.08630	0.06655	0.01537	0.02655	0.00297	0.00019	0.00258	0.00026	0.85177	0.00953	0.08401	0.05204	0.83774	0.05204	0.00326	0.00072	0.00258	0.00062
Sample 4	-1.4057	53	18	0.73	-24	0.33652	0.04376	0.07990	0.04376	0.00172	0.00015	0.00151	0.00020	0.53024	0.00756	0.32761	0.08577	0.85324	0.08577	0.00189	0.00052	0.00151	0.00029
Sample 5	0.8727	182	25	0.58	23	0.13911	0.01899	0.06482	0.01899	0.00338	0.00011	0.00184	0.00016	0.57527	0.00388	0.13543	0.03722	0.86915	0.03723	0.00370	0.00043	0.00184	0.00032
Sample 6	0.0337	94	26	0.63	619	0.27572	0.03952	0.07864	0.03952	0.00202	0.00009	0.00211	0.00017	0.69404	0.00559	0.26842	0.07746	0.88176	0.07746	0.00211	0.00035	0.00211	0.00004
Sample 7	0.5149	126	17	0.21	40	0.13315	0.02334	0.06342	0.02334	0.00345	0.00011	0.00423	0.00044	0.12122	0.00626	0.12962	0.04575	0.86766	0.04575	0.00379	0.00047	0.00423	0.00086
Sample 8	4.6146	44	22	0.75	6	0.59988	0.03484	0.32378	0.03484	0.00461	0.00038	0.00353	0.00045	0.75032	0.00952	0.49637	0.06829	0.34541	0.06830	0.00505	0.00140	0.00353	0.00088
Sample 9	0.3383	186	41	0.51	58	0.21783	0.02739	0.09795	0.02739	0.00326	0.00009	0.00339	0.00018	0.51042	0.00384	0.21206	0.05486	0.10450	0.05486	0.00357	0.00039	0.00357	0.00096
Sample 10	0.0181	1521	88	0.80	1015	0.05787	0.00239	0.37890	0.00247	0.00748	0.00061	0.01711	0.00042	0.29513	0.00626	0.05634	0.00469	0.40422	0.00520	0.05204	0.00225	0.01711	0.00082
Sample 11	0.2477	186	17	0.48	83	0.08903	0.01598	0.03565	0.01598	0.00290	0.00010	0.00181	0.00017	0.47777	0.00412	0.08667	0.03332	0.83803	0.03332	0.00318	0.00042	0.00181	0.00033
Sample 12	0.8223	105	19	0.36	26	0.18214	0.03979	0.08202	0.02979	0.00327	0.00014	0.00211	0.00019	0.36027	0.00296	0.17731	0.05838	0.88750	0.05838	0.00358	0.00057	0.00211	0.00037
Sample 1	2.8634	124	41	0.40	7	0.32948	0.06876	0.16961	0.06876	0.00373	0.00016	0.00673	0.00050	0.94476	0.00311	0.33439	0.07204	0.75752	0.07204	0.00405	0.00060	0.00673	0.00097
Sample 2	0.0814	701	39	1.46	234	0.65572	0.00529	0.03713	0.00529	0.00483	0.00008	0.00170	0.00004	1.45504	0.00677	0.05320	0.03037	0.83847	0.03037	0.00524	0.00032	0.00170	0.00009
Sample 3	0.7557	136	25	0.64	27	0.18064	0.02276	0.07192	0.02276	0.00289	0.00012	0.00268	0.00021	0.83712	0.00441	0.17247	0.04461	0.74751	0.04461	0.00313	0.00045	0.00268	0.00041
Sample 4	0.3863	182	15	0.45	54	0.08188	0.01224	0.02640	0.01224	0.00234	0.00012	0.00119	0.00012	0.44908	0.00325	0.07818	0.02398	0.27315	0.02399	0.00254	0.00055	0.00119	0.00023
Sample 5	0.6503	262	22	0.47	78	0.08497	0.01084	0.03535	0.01084	0.00202	0.00010	0.00130	0.00039	0.86992	0.00399	0.08113	0.02124	0.83663	0.02124	0.00327	0.00042	0.00130	0.00022
Sample 6	0.7519	799	596	0.39	25	0.74559	0.01864	2.33229	0.01869	0.00269	0.00127	0.00391	0.00530	0.39442	0.00437	0.71188	0.03864	2.41656	0.03861	0.02462	0.00048	0.01039	0.00041
Sample 7	1.6492	105	13	0.48	13	0.12373	0.02220	0.06927	0.02220	0.00289	0.00013	0.00150	0.00021	0.47713	0.00433	0.11394	0.04051	0.85105	0.04051	0.00313	0.00049	0.00150	0.00041
Sample 8	1.0917	89	12	0.42	19	0.13165	0.02129	0.05372	0.02129	0.00296	0.00017	0.00247	0.00029	0.41955	0.00437	0.12570	0.04172	0.85565	0.04172	0.00321	0.00058	0.00247	0.00067
Sample 9	0.0110	8670	464	0.90	1667	0.05347	0.00104	0.23873	0.00107	0.01959	0.00024	0.01053	0.00010	0.89688	0.00780	0.05106	0.00204	0.26806	0.00226	0.03808	0.00096	0.01053	0.00020
Sample 10	0.7252	222	188	2.23	26	0.84948	0.041259	#####	0.04298	0.15391	0.00577	0.14453	0.00549	2.22818	0.08340	0.81108	0.08348	18.67647	0.08670	0.16701	0.02997	0.14453	0.00083
Sample 11	-0.3437	332	44	0.52	-57	0.13264	0.00935	0.05102	0.00935	0.00279	0.00009	0.00226	0.00012	0.52433	0.00398	0.12664	0.01832	0.85286	0.01832	0.00303	0.00036	0.00226	0.00023

Sample 12	-0.0762	53	8	0.80	-369	0.14605	0.02769	0.03811	0.02769	0.00194	0.00010	0.00242	0.00020	0.88847	0.00763	0.13945	0.05428	0.04052	0.05428	0.00211	0.00045	0.00242	0.00038
Sample 1	1.5110	48	13	0.82	18	0.26488	0.02235	0.14348	0.02235	0.00394	0.00027	0.00415	0.00041	0.81818	0.00930	0.25130	0.04881	0.14300	0.04382	0.00413	0.00112	0.00415	0.00081
Sample 2	-0.0123	3717	198	0.62	-1503	0.06332	0.00487	0.20441	0.00490	0.02780	0.00057	0.00667	0.00028	0.62139	0.00679	0.05074	0.00954	0.20372	0.00985	0.02912	0.00248	0.00967	0.00055
Sample 3	1.3888	34	13	0.82	29	0.37350	0.02760	0.05650	0.02760	0.00386	0.00019	0.00213	0.00033	0.62383	0.00613	0.35842	0.05409	0.09558	0.05410	0.00195	0.00073	0.00213	0.00064

	1206c				207Pb		Th/U		Uncorrected ratiosb				Corrected ratiosc										
	208Pb		207Pb		208Pb/204Pb		Th/U		207Pb/235Ud		206Pb/238U		232Th/238U		207Pb/235U*		206Pb/238U		208Pb/232Th		2s		
	cps	cps	cps	cps					1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s
Sample 4	2.7115	84	65	4.32	9	0.7765	0.08061	0.00304	0.00861	0.00751	0.00046	0.00085	0.00013	4.31629	0.05909	0.15800	0.79764	0.15801	0.00787	0.00175	0.00885	0.00025	
Sample 5	0.9747	109	30	0.73	22	0.27546	0.03551	0.07703	0.03552	0.00033	0.00010	0.00080	0.00010	0.73447	0.00664	0.06961	0.07677	0.06961	0.00212	0.00043	0.00080	0.00020	
Sample 6	0.1679	157	21	0.45	120	0.13164	0.01469	0.05153	0.01469	0.00295	0.00010	0.00017	0.00017	0.44958	0.00352	0.12536	0.02880	0.02880	0.00309	0.00040	0.00092	0.00033	
Sample 7	2.6294	56	14	0.59	8	0.24709	0.04028	0.07030	0.04028	0.00206	0.00010	0.00020	0.00020	0.58591	0.00625	0.23513	0.07895	0.07895	0.00216	0.00040	0.00025	0.00040	
Sample 8	0.9192	97	21	0.47	39	0.19105	0.02111	0.06962	0.02111	0.00231	0.00009	0.00016	0.00016	0.47392	0.00344	0.20845	0.04333	0.06938	0.04333	0.00033	0.00075	0.00031	
Sample 9	-0.3986	125	12	0.42	-53	0.09376	0.01504	0.04334	0.01504	0.00334	0.00015	0.00033	0.00033	0.41840	0.00327	0.08922	0.02947	0.04300	0.02948	0.00056	0.00077	0.00064	
Sample 10	1.8888	104	16	0.35	11	0.14982	0.01519	0.07221	0.01519	0.00350	0.00017	0.00020	0.00020	0.33300	0.00266	0.14257	0.02977	0.02978	0.00366	0.00068	0.00061	0.00039	
Sample 11	5.2303	39	13	0.86	5	0.33305	0.02259	0.13494	0.02259	0.00294	0.00022	0.00018	0.00018	0.89950	0.00875	0.31689	0.04428	0.04429	0.00308	0.00077	0.00095	0.00036	
Sample 12	1.0963	81	20	0.35	20	0.24591	0.02851	0.07055	0.02851	0.00208	0.00010	0.00017	0.00017	0.33015	0.00327	0.23401	0.05588	0.05588	0.00218	0.00040	0.00021	0.00033	
Sample 1	0.3145	247	22	0.43	63	0.08725	0.01255	0.02551	0.01255	0.00015	0.00006	0.00009	0.00009	0.43361	0.00303	0.08552	0.02460	0.02461	0.00230	0.00024	0.00016	0.00018	
Sample 2	-1.2470	140	23	0.47	-16	0.16229	0.01287	0.03736	0.01287	0.00166	0.00007	0.00007	0.00007	0.46798	0.00242	0.15907	0.02522	0.02522	0.00178	0.00028	0.00091	0.00015	
Sample 3	-0.2430	110	18	0.41	-85	0.16219	0.02203	0.05151	0.02203	0.00232	0.00010	0.00023	0.00023	0.41538	0.00334	0.15897	0.04318	0.04319	0.00249	0.00042	0.00029	0.00045	
Sample 4	0.8577	234	21	0.53	23	0.09104	0.01058	0.03744	0.01059	0.00298	0.00009	0.00007	0.00007	0.52889	0.00298	0.08924	0.02075	0.02075	0.00320	0.00033	0.00007	0.00015	
Sample 5	0.4897	136	14	0.33	42	0.10625	0.01470	0.04309	0.01470	0.00294	0.00012	0.00025	0.00025	0.33340	0.00335	0.10414	0.02880	0.02881	0.00316	0.00043	0.00021	0.00048	
Sample 6	-0.6973	272	68	0.57	-28	0.25010	0.02142	0.08820	0.02142	0.00256	0.00007	0.00013	0.00013	0.56929	0.00399	0.24514	0.04199	0.04199	0.00026	0.00026	0.00031	0.00025	
Sample 7	-0.2707	199	19	0.49	-72	0.09437	0.01378	0.04344	0.01378	0.00334	0.00010	0.00018	0.00018	0.49128	0.00381	0.09320	0.02701	0.02701	0.00359	0.00038	0.00089	0.00035	
Sample 8	-0.1891	234	29	0.55	-102	0.12339	0.01435	0.03798	0.01435	0.00223	0.00005	0.00018	0.00008	0.54326	0.00282	0.12094	0.02813	0.02813	0.00240	0.00021	0.00028	0.00015	
Sample 9	0.9094	160	18	0.50	22	0.11368	0.01157	0.04264	0.01157	0.00272	0.00010	0.00017	0.00017	0.50092	0.00351	0.11142	0.02268	0.02269	0.00292	0.00035	0.00052	0.00034	
Sample 10	0.6133	126	15	0.55	34	0.12083	0.01393	0.03421	0.01393	0.00205	0.00009	0.00012	0.00012	0.54339	0.00764	0.11843	0.02651	0.02651	0.00221	0.00035	0.00023	0.00024	
Sample 11	2.1417	125	13	0.46	10	0.10794	0.01432	0.04926	0.01432	0.00331	0.00014	0.00022	0.00022	0.49979	0.00375	0.10579	0.02807	0.02807	0.00356	0.00055	0.00021	0.00042	
Sample 12	-0.4379	147	18	0.44	-50	0.12280	0.02295	0.04837	0.02295	0.00286	0.00008	0.00013	0.00013	0.44106	0.00635	0.12036	0.04497	0.04497	0.00307	0.00031	0.00031	0.00025	
Sample 1	4.7080	59	15	0.62	5	0.24775	0.04237	0.12586	0.04237	0.00688	0.00021	0.00048	0.00040	0.61443	0.00487	0.23572	0.08305	0.08305	0.00409	0.00090	0.00048	0.00078	
Sample 2	0.7963	147	14	0.55	25	0.09601	0.01003	0.03363	0.01003	0.00254	0.00008	0.00012	0.00012	0.55447	0.00455	0.09135	0.01967	0.01967	0.00282	0.00028	0.00035	0.00024	
Sample 3	0.0485	2382	134	0.54	381	0.05692	0.00244	0.26301	0.00247	0.03351	0.00034	0.00023	0.00023	0.53822	0.00608	0.05415	0.00479	0.00488	0.03721	0.00134	0.01020	0.00044	
Sample 4	0.7910	76	7	0.78	27	0.09456	0.01462	0.08290	0.01463	0.00616	0.00044	0.00027	0.00027	0.77538	0.00816	0.08997	0.02886	0.02870	0.00706	0.00149	0.00088	0.00053	
Sample 5	0.9248	163	10	0.39	21	0.06390	0.01362	0.02067	0.01362	0.00035	0.00008	0.00017	0.00017	0.39481	0.00785	0.06680	0.02669	0.02669	0.00260	0.00035	0.00095	0.00032	
Sample 6	0.0152	7270	387	0.48	1208	0.05318	0.00088	0.26892	0.00091	0.03868	0.00026	0.00016	0.00016	0.48050	0.00254	0.05059	0.00172	0.00154	0.04072	0.00051	0.01159	0.00032	

Sample 7	0.0027	5558	284	0.89	6703	0.05232	0.00130	0.27408	0.00332	0.03757	0.00024	0.01250	0.00015	0.88605	0.00656	0.05035	0.00255	0.00274	0.04170	0.00099	0.01250	0.00030
Sample 8	0.1040	380	27	0.43	189	0.06978	0.00713	0.07775	0.00713	0.00888	0.00006	0.00063	0.00010	0.42744	0.03350	0.06639	0.03397	0.01397	0.00320	0.00022	0.00063	0.00020
Sample 9	-1.9182	52	10	0.57	-12	0.18850	0.01514	0.04833	0.01514	0.00186	0.00014	0.00131	0.00012	0.57466	0.00565	0.17935	0.02968	0.02998	0.00206	0.00060	0.00031	0.00023
Sample 10	2.0586	49	8	0.58	11	0.17298	0.00700	0.05040	0.00700	0.00211	0.00017	0.00045	0.00017	0.58385	0.00567	0.16459	0.01372	0.01373	0.00235	0.00056	0.00045	0.00033
Sample 11	0.0122	1326	83	0.76	1508	0.06251	0.00324	0.32241	0.00324	0.03741	0.00052	0.01312	0.00036	0.78302	0.00945	0.05948	0.00635	0.00662	0.04152	0.00188	0.01312	0.00071
Sample 12	0.5225	160	24	0.39	39	0.14915	0.02939	0.06578	0.02939	0.00320	0.00010	0.00024	0.00021	0.38607	0.00403	0.14131	0.05760	0.06848	0.00355	0.00038	0.00024	0.00041
Sample 1	-0.0098	2083	117	0.44	-1883	0.05614	0.00250	0.25487	0.00253	0.03293	0.00033	0.01181	0.00031	0.43707	0.00329	0.05402	0.00510	0.00528	0.05883	0.00136	0.01181	0.00061
Sample 2	0.9199	137	12	0.44	65	0.08862	0.01115	0.02646	0.01115	0.00217	0.00009	0.00087	0.00014	0.43784	0.00359	0.08528	0.02185	0.02848	0.00342	0.00033	0.00087	0.00028
Sample 3	1.6044	71	12	0.65	13	0.16239	0.01700	0.04909	0.01700	0.00219	0.00009	0.00211	0.00019	0.55173	0.00505	0.15627	0.03332	0.05284	0.00332	0.00037	0.00211	0.00038
Sample 4	0.2145	418	39	0.47	89	0.09433	0.01370	0.07661	0.01370	0.00689	0.00013	0.00283	0.00013	0.46950	0.00244	0.09078	0.02685	0.08347	0.00659	0.00049	0.00283	0.00025
Sample 5	1.1729	135	13	0.57	18	0.09586	0.02125	0.04935	0.02125	0.00375	0.00015	0.00213	0.00018	0.57145	0.00414	0.09225	0.02459	0.05334	0.00249	0.00052	0.00213	0.00036
Sample 6	0.0892	3828	340	0.33	266	0.08871	0.00249	0.44700	0.00253	0.03854	0.00040	0.02360	0.00060	0.32511	0.00320	0.08537	0.00489	0.48115	0.00511	0.04087	0.02360	0.00117
Sample 7	0.7619	109	13	0.52	26	0.11859	0.02168	0.04713	0.02168	0.00888	0.00009	0.00063	0.00021	0.52320	0.00540	0.11412	0.04445	0.05074	0.00322	0.00039	0.00063	0.00042
Sample 8	-0.6749	133	18	0.61	-28	0.13323	0.01520	0.07184	0.01521	0.00391	0.00015	0.00269	0.00022	0.60844	0.00566	0.12822	0.02980	0.07732	0.00281	0.00066	0.00269	0.00042
Sample 9	0.1323	135	16	0.41	147	0.11973	0.01441	0.04922	0.01441	0.00298	0.00009	0.00072	0.00018	0.48652	0.00370	0.11522	0.02825	0.05298	0.00282	0.00039	0.00072	0.00036
Sample 10	-0.7175	108	20	0.36	-28	0.18069	0.02369	0.08506	0.02369	0.00941	0.00017	0.00303	0.00031	0.36407	0.00379	0.17389	0.04643	0.09156	0.00463	0.00059	0.00303	0.00061
Sample 11	0.9320	200	32	0.47	20	0.16042	0.01441	0.06983	0.01441	0.00316	0.00010	0.00225	0.00018	0.47238	0.00332	0.15438	0.02824	0.07516	0.00282	0.00037	0.00225	0.00036
Sample 12	-1.8588	63	13	0.65	-11	0.20930	0.02294	0.08828	0.02294	0.00237	0.00012	0.00028	0.00012	0.64711	0.00510	0.20142	0.04496	0.07350	0.00265	0.00054	0.00028	0.00023
Sample 1	-0.5027	83	16	0.72	-47	0.18640	0.03058	0.05327	0.03058	0.00207	0.00012	0.00069	0.00016	0.71907	0.00486	0.17665	0.05993	0.05476	0.00225	0.00044	0.00069	0.00031
Sample 2	-2.4251	49	6	0.57	-11	0.11423	0.00987	0.02860	0.00987	0.00382	0.00012	0.00136	0.00018	0.56609	0.00431	0.10825	0.01935	0.02940	0.00197	0.00049	0.00136	0.00035
Sample 3	1.8014	70	21	0.60	12	0.29592	0.04193	0.18241	0.04193	0.00447	0.00028	0.00300	0.00045	0.59861	0.00558	0.28044	0.08218	0.18753	0.00219	0.00485	0.00300	0.00088
Sample 4	0.0405	2263	138	0.62	453	0.06108	0.00222	0.37022	0.00227	0.04896	0.00046	0.01486	0.00035	0.51948	0.00457	0.05788	0.00435	0.38361	0.00492	0.00229	0.01486	0.00069
Sample 5	2.0581	85	18	0.41	10	0.21291	0.01470	0.07031	0.01471	0.00239	0.00011	0.00248	0.00021	0.40818	0.00293	0.20177	0.02882	0.07228	0.00282	0.00045	0.00248	0.00042
Sample 6	0.4412	277	32	0.36	44	0.11496	0.01713	0.04951	0.01713	0.00312	0.00008	0.00216	0.00018	0.35868	0.00211	0.10895	0.03358	0.05890	0.00358	0.00031	0.00216	0.00036
Sample 7	-0.0348	174	34	0.51	-567	0.19751	0.02081	0.12578	0.02081	0.00462	0.00015	0.00486	0.00029	0.51182	0.00423	0.18717	0.04079	0.12331	0.04079	0.00056	0.00486	0.00056
Sample 8	1.2818	73	10	0.60	18	0.14072	0.01432	0.04190	0.01432	0.00216	0.00011	0.00048	0.00017	0.58919	0.00491	0.13336	0.03807	0.04308	0.00234	0.00041	0.00048	0.00033
Sample 9	0.6595	128	16	0.46	24	0.12626	0.01718	0.07108	0.01718	0.00408	0.00014	0.00219	0.00021	0.46863	0.00690	0.11966	0.03368	0.07388	0.00443	0.00054	0.00219	0.00042
Sample 10	0.2984	91	11	0.56	66	0.12393	0.01987	0.05382	0.01987	0.00312	0.00013	0.00212	0.00018	0.56804	0.00555	0.11650	0.03894	0.05430	0.00338	0.00055	0.00212	0.00036
Sample 11	2.8105	63	15	0.67	7	0.23247	0.01957	0.07925	0.01957	0.00247	0.00015	0.00055	0.00016	0.66795	0.00521	0.22031	0.03835	0.08148	0.00268	0.00051	0.00055	0.00032
Sample 12	2.0408	43	9	0.62	8	0.21105	0.01408	0.05499	0.01408	0.00089	0.00009	0.00030	0.00026	0.61886	0.00696	0.20001	0.02759	0.05653	0.00270	0.00040	0.00030	0.00051

Ages (Ma) d										FILTER										Ratios d										Filtered Ages	
208Pb/232Th	207Pb/235Uc	2s	207Pb/206Pb	208Pb/232Th	2s	% chance	Best Age	Error	Conc	>15%err Or	<541	>30% disc	207Pb/206Pb	2s	207Pb/235Uc	2s	208Pb/232Th	RhO	2s	208Pb/232Th	2s	Ag e	r								
abs	abs	abs	abs	abs	abs																										
19.7	2.0	77.1	24.3	2711.0	782.9	40.2	9.7	0.7	19.7	2.0	25.6		Phanerozoic	0.18643	29.4	0.0789	31.52	0.00307	12.6	0.0039	24.1	11.5	2.0								
1031.6	144.6	3127.4	562	5037.0	566.7	2344.5	127	20.5	5037.0	566.7	33.0	Discordant	Phanerozoic	0.86761	17.4	207.94	17.98	0.17354	4.0	0.1205	5.40	11.8	1.9								
15.4	3.6	43.0	14.2	2108.5	592.9	13.9	4.8	0.7	15.4	3.6	35.9	error	Phanerozoic	0.13078	28.6	0.0433	33.08	0.00340	17.4	0.53	34.5	14.0	2.1								
135.8	22.3	1170.9	244	4807.7	734.8	194.1	16.8	2.8	135.8	22.3	11.6		Phanerozoic	0.73860	15.5	2.1682	20.87	0.02119	14.2	0.68	8.65	14.0	2.4								
230.8	16.0	247.4	30.1	408.2	41.1	255.0	17.7	56.5	230.8	16.0	93.3		Phanerozoic	0.05490	10.2	0.2760	12.17	0.03615	6.81	0.56	0.0124	6.94	1.9								
36.0	2.8	51.6	12.6	852.7	197.9	53.6	8.0	4.2	36.0	2.8	69.8		Phanerozoic	0.06748	23.6	0.0521	24.38	0.00560	7.46	0.31	0.0006	14.9	1.8								
233.5	8.1	244.0	17.2	345.6	21.6	246.2	9.0	67.6	233.5	8.1	95.7		Phanerozoic	0.05339	6.37	0.2716	7.03	0.03889	3.22	0.46	0.0120	3.64	2.6								
14.0	2.4	77.6	22.3	3271.3	629.5	54.5	8.4	0.4	14.0	2.4	18.1		Phanerozoic	0.36430	19.6	0.0794	28.70	0.00218	21.2	0.74	0.0026	15.3	1.7								
22.4	7.5	55.7	20.2	1917.6	603.2	61.7	8.7	1.2	22.4	7.5	40.2	error	Phanerozoic	0.11744	32.0	0.0564	36.26	0.00349	18.0	0.50	0.0030	14.0	2.9								
20.8	5.6	62.3	16.3	2253.6	461.2	50.9	11.5	0.9	20.8	5.6	33.4	error	Phanerozoic	0.14215	20.8	0.0632	26.22	0.00323	16.3	0.63	0.0025	22.5	1.0								
24.8	6.5	73.9	27.5	2253.5	783.6	36.7	4.3	1.1	24.8	6.5	33.5	error	Phanerozoic	0.14215	35.4	0.0755	37.16	0.00385	13.1	0.35	0.0028	11.7	2.1								
10.8	3.7	49.3	16.5	2950.1	760.5	27.0	5.5	0.4	10.8	3.7	21.8	error	Phanerozoic	0.21587	26.4	0.0498	33.54	0.00167	21.4	0.64	0.0033	20.2	2.4								
24.6	3.4	91.1	32.3	2670.8	807.5	25.9	10.4	0.9	24.6	3.4	26.5		Phanerozoic	0.18196	38.9	0.0960	34.72	0.00383	17.0	0.49	0.0012	4.3	2.6								
14.8	5.5	114.1	44.4	3813.8	855.9	45.0	8.5	0.4	14.8	5.5	13.0	error	Phanerozoic	0.37552	22.4	0.1189	38.89	0.00330	32.1	0.83	0.0021	18.9	2.5								
44.9	4.7	292.1	65.5	3889.7	644.8	272.8	34.3	1.2	44.9	4.7	15.4		Phanerozoic	0.34604	17.9	0.3334	22.42	0.00699	14.0	0.63	0.0127	12.5	2.5								
17.8	2.0	23.0	14.9	608.2	386.6	27.9	7.2	2.9	17.8	2.0	77.3		Phanerozoic	0.06016	65.0	0.0230	64.62	0.00377	12.2	0.19	0.0013	25.9	1.8								
182.1	7.5	341.6	22.6	1647.1	80.2	295.5	9.1	11.1	182.1	7.5	53.3		Phanerozoic	0.10125	4.99	0.3999	6.63	0.02865	4.49	0.68	0.0138	17.8	2.0								
23.3	4.6	82.1	20.4	2547.0	520.6	78.7	14.0	0.9	23.3	4.6	28.3		Phanerozoic	0.16892	20.9	0.0843	24.88	0.00362	14.1	0.57	0.0037	17.8	2.0								
24.8	4.1	86.5	25.2	2590.5	621.6	81.3	17.0	1.0	24.8	4.1	28.7		Phanerozoic	0.16727	25.1	0.0889	29.09	0.00386	15.5	0.54	0.0038	20.9	2.5								
22.6	2.5	22.8	12.1	48.5	25.2	45.8	7.3	46.5	22.6	2.5	98.9		Phanerozoic	0.04699	53.1	0.0227	52.88	0.00351	10.0	0.19	0.0021	16.0	2.1								
20.3	3.5	45.3	20.1	1713.8	726.6	55.4	10.1	1.2	20.3	3.5	44.8		Phanerozoic	0.10497	43.4	0.0456	44.46	0.00315	13.3	0.30	0.0026	18.2	2.0								
21.2	6.6	47.6	20.8	1638.9	662.2	30.8	5.8	1.4	21.2	6.6	46.7	error	Phanerozoic	0.10280	41.4	0.0480	43.66	0.00345	16.5	0.38	0.0034	18.7	2.6								
16.1	2.5	50.3	21.8	2312.6	947.0	30.9	5.8	0.7	16.1	2.5	33.0		Phanerozoic	0.14711	41.9	0.0507	43.29	0.00250	14.0	0.32	0.0034	18.8	2.4								
11.8	1.9	34.5	12.7	2184.4	751.0	6.3	2.9	0.5	11.8	1.9	34.3		Phanerozoic	0.13659	31.1	0.0346	36.76	0.00184	13.0	0.35	0.0003	18.6	2.5								
21.5	3.1	30.8	8.4	829.6	211.8	30.9	3.6	2.6	21.5	3.1	69.9		Phanerozoic	0.06574	26.1	0.0308	27.45	0.00334	10.1	0.37	0.0034	20.3	3.5								
25.5	4.7	79.5	28.2	2335.9	784.3	36.3	6.2	1.1	25.5	4.7	32.1		Phanerozoic	0.14913	34.3	0.0815	35.47	0.00386	11.4	0.32	0.0017	16.9	3.8								
24.6	4.1	92.5	24.3	2661.7	582.4	53.3	10.4	0.9	24.6	4.1	26.6		Phanerozoic	0.18096	22.3	0.0954	26.24	0.00382	14.4	0.55	0.0025	19.5	1.7								
25.6	5.0	64.8	23.0	1987.9	633.9	25.0	11.3	1.3	25.6	5.0	39.5		Phanerozoic	0.12011	33.1	0.0659	35.39	0.00388	14.3	0.40	0.0012	45.2	3.8								
274.3	16.6	584.5	66.0	2095.8	209.9	425.8	27.7	13.1	274.3	16.6	46.9		Phanerozoic	0.12994	10.2	0.7782	11.30	0.04347	5.22	0.46	0.0202	6.49	2.1								
26.3	3.4	60.3	29.0	1774.1	823.8	46.0	6.7	1.5	26.3	3.4	43.6		Phanerozoic	0.10848	47.4	0.0612	48.08	0.00409	12.4	0.26	0.0022	14.5	2.8								
24.7	4.3	79.3	22.9	2384.0	570.2	62.3	11.7	1.0	24.7	4.3	31.2		Phanerozoic	0.13339	25.4	0.0812	28.84	0.00384	10.1	0.56	0.0029	48.8	3.2								
24.1	3.0	57.9	17.4	1861.6	490.5	55.0	12.3	1.3	24.1	3.0	41.5		Phanerozoic	0.11384	26.9	0.0587	30.12	0.00374	14.6	0.48	0.0026	22.2	3.1								
21.8	2.1	55.8	15.5	1970.3	516.6	39.5	5.3	1.1	21.8	2.1	39.1		Phanerozoic	0.12095	26.8	0.0585	27.75	0.00339	9.08	0.33	0.0018	13.3	3.5								
31.6	7.2	168.1	71.3	3279.3	1136.4	70.2	15.6	1.0	31.6	7.2	18.8	error	Phanerozoic	0.26545	35.4	0.1800	42.45	0.00492	24.5	0.58	0.0033	22.2	2.1								
23.9	8.4	128.4	49.6	3265.5	767.0	257.7	41.1	0.7	23.9	8.4	18.6	error	Phanerozoic	0.26312	34.1	0.1348	38.65	0.00372	30.6	0.79	0.0123	15.9	1.7								
20.6	2.1	60.0	16.5	2201.6	565.1	39.8	8.0	0.9	20.6	2.1	34.3		Phanerozoic	0.13795	26.3	0.0609	27.53	0.00320	9.95	0.36	0.0019	20.1	2.5								
21.0	6.6	37.6	24.2	1292.8	779.5	54.3	10.9	1.6	21.0	6.6	55.7	error	Phanerozoic	0.08401	61.9	0.0377	64.24	0.00316	22.1	0.35	0.0026	20.0	3.2								

12.2	4.2	83.1	31.1	3695.9	919.0	31.9	8.2	0.3	12.2	4.2	14.6	error	Phanerozoic c	0.32761	26.1	0.882	37.40	0.00189	27.3	0.73	0.0015	25.6	2.8
21.8	3.7	67.9	19.8	2169.5	580.5	38.7	6.7	1.1	21.8	3.7	35.1	error	Phanerozoic c	0.13543	27.4	0.0691	29.20	0.00370	11.7	0.40	0.0038	17.1	3.9
14.2	1.8	79.8	25.7	3296.8	926.2	44.4	7.1	0.4	14.2	1.8	17.8	error	Phanerozoic c	0.28842	28.6	0.0818	32.27	0.00221	10.8	0.49	0.0021	19.9	4.2
24.4	5.3	66.5	24.3	2092.8	719.0	89.1	18.2	1.2	24.4	5.3	36.6	error	Phanerozoic c	0.12962	35.2	0.0677	36.53	0.00179	12.4	0.34	0.0042	20.3	2.3
30.5	344.3	301.3	92.8	4230.5	566.6	74.3	18.6	0.8	30.5	344.3	10.8	error	Phanerozoic c	0.69637	13.7	0.3454	30.80	0.00915	27.7	0.90	0.0035	25.0	4.6
23.0	3.9	100.9	27.7	2921.4	735.7	71.4	7.6	0.8	23.0	3.9	22.8	error	Phanerozoic c	0.21206	25.8	0.1045	27.43	0.00357	10.8	0.40	0.0034	10.6	4.6
32.70	15.1	344.7	31.7	465.8	37.7	398.0	17.1	70.2	32.70	15.1	94.9	error	Phanerozoic c	0.06534	8.32	0.4042	91.8	0.05304	4.33	0.47	0.0171	47.6	3.7
20.5	3.8	37.9	14.2	1353.2	476.1	38.1	7.0	1.5	20.5	3.8	54.0	error	Phanerozoic c	0.08667	36.1	0.0380	37.59	0.00318	13.2	0.35	0.0038	18.4	3.0
23.0	4.2	85.2	30.5	2627.9	842.3	44.4	7.9	0.9	23.0	4.2	27.0	error	Phanerozoic c	0.17731	32.9	0.0875	35.76	0.00358	15.8	0.44	0.0021	17.7	4.6
26.1	3.0	164.4	43.3	3543.6	774.8	125.8	18.2	0.7	26.1	3.0	15.9	error	Phanerozoic c	0.13459	22.9	0.1757	26.37	0.00405	14.7	0.56	0.0067	14.4	4.1
33.7	2.9	38.3	7.5	337.5	62.8	31.8	1.6	10.0	33.7	2.9	88.0	error	Phanerozoic c	0.05320	19.4	0.0385	19.61	0.00324	6.19	0.32	0.0017	5.08	3.4
20.2	4.2	73.0	20.9	2351.8	637.6	50.2	7.7	0.8	20.2	4.2	27.6	error	Phanerozoic c	0.17247	25.8	0.0745	28.64	0.00313	14.5	0.51	0.0027	15.4	4.2
16.3	9.4	27.4	10.0	1151.4	337.3	22.3	4.4	1.4	16.3	9.4	59.6	error	Phanerozoic c	0.07838	30.6	0.0274	36.42	0.00254	21.6	0.59	0.0032	19.5	4.1
21.1	7.4	36.5	10.2	1224.6	306.1	24.4	4.1	1.7	21.1	7.4	57.7	error	Phanerozoic c	0.08113	28.1	0.0366	28.04	0.00327	11.7	0.45	0.0013	14.7	4.7
156.8	17.0	1247.5	235.1	4754.9	233.0	1861.3	186.0	3.3	156.8	17.0	12.6	error	Phanerozoic c	0.71188	5.13	2.4164	18.85	0.02462	18.2	0.97	0.1039	10.0	5.0
20.2	2.4	50.6	19.5	1928.3	678.1	28.2	7.6	1.0	20.2	2.4	39.9	error	Phanerozoic c	0.11834	36.8	0.0510	38.55	0.00313	15.7	0.41	0.0015	27.0	3.0
20.7	4.4	55.0	20.1	2038.6	646.1	46.2	10.7	1.0	20.7	4.4	37.6	error	Phanerozoic c	0.12570	33.1	0.0557	36.48	0.00321	18.0	0.50	0.0025	23.1	3.9
240.9	7.6	241.1	11.0	243.3	9.3	196.6	3.8	99.0	240.9	7.6	99.9	error	Phanerozoic c	0.05106	4.00	0.2681	4.57	0.03808	2.51	0.55	0.0105	1.94	3.4
995.6	474.0	3025.3	619.0	4941.3	485.6	2544.6	120.3	20.1	4941.3	485.6	32.9	error	Discontinuity	0.81108	10.2	18.6765	20.46	0.16701	17.9	0.88	0.1445	4.73	4.5
19.5	5.1	52.3	9.6	2051.8	283.4	42.3	4.3	0.9	19.5	5.1	37.3	error	Phanerozoic c	0.12664	14.4	0.0529	18.27	0.00303	11.9	0.65	0.0023	10.2	3.8
13.6	4.5	40.3	17.3	2220.3	825.2	45.4	7.2	0.6	13.6	4.5	33.6	error	Phanerozoic c	0.13945	38.9	0.0405	42.96	0.00311	11.5	0.50	0.0024	15.8	4.1
26.5	7.7	135.7	43.3	3193.0	529.7	75.0	14.6	0.8	26.5	7.7	19.6	error	Phanerozoic c	0.25130	17.4	0.1480	31.87	0.00413	27.2	0.85	0.0041	19.5	2.9
185.0	1649.6	1883.0	373.0	229.2	41.0	174.4	9.9	80.7	185.0	1649.6	98.3	error	Phanerozoic c	0.65074	18.8	0.2027	19.81	0.03912	8.52	0.43	0.0097	5.69	2.8
12.6	3.7	91.7	37.2	3730.4	540.3	38.5	11.6	0.3	12.6	3.7	13.6	error	Phanerozoic c	0.35542	15.2	0.0956	40.12	0.00195	37.4	0.93	0.0021	30.0	4.2

Ages (Ma) d										FILTER										Ratios d										Filtered Ages	
2009/23 8U	2079/235 Uc	2079/235 Pb	2089/232 Th	2s	ab	abs	2s	% conce	Best Age	Erro r	Con C	> 15%err Or	<541	>30% disc	2079/206 Pb	2s (%)	2079/203 5U	2s (%)	2089/203 8U	2s (%)	Rh O	2089/202 Th	2s (%)	Ag	Erro r						
ab	ab	ab	ab	ab	ab	abs	2s	% conce	Best Age	Erro r	Con C	> 15%err Or	<541	>30% disc	2079/206 Pb	2s (%)	2079/203 5U	2s (%)	2089/203 8U	2s (%)	Rh O	2089/202 Th	2s (%)	Ag	Erro r						
50.5	178	595.5	179.9	36.2	128.1	981.8	69.6	4.6	1.1	50.5	17.8	8.5	error	Phanerozoic	0.9325	21.4	0.7976	22.2	0.00787	0.00787	0.74	0.0058	6.61	44.9	4.7						
13.7	2.9	75.1	24.2	3259.6	833.7	32.6	3.7	0.4	0.4	13.7	2.9	18.2	error	Phanerozoic	0.8213	26.5	0.0768	20.0	0.00212	0.00212	0.62	0.0018	11.2	45.3	5.7						
19.9	2.6	52.8	13.4	2032.5	444.7	34.7	6.0	1.0	0.4	19.9	2.6	37.7	error	Phanerozoic	0.12526	22.9	0.0534	12.8	0.00309	0.00309	0.51	0.0019	17.1	135.	22.3						
13.9	5.7	68.8	25.3	3087.3	986.5	42.5	7.3	0.5	0.5	13.9	5.7	20.2	error	Phanerozoic	0.23513	33.5	0.0701	18.3	0.00216	0.00216	0.50	0.0023	17.1	156.	17.0						
15.5	2.1	68.1	16.3	2893.5	572.4	31.7	5.5	0.5	0.5	15.5	2.1	22.8	error	Phanerozoic	0.28845	20.7	0.0694	13.5	0.00241	0.00241	0.57	0.0018	17.4	182.	7.5						
22.5	4.8	42.7	15.1	1408.9	442.9	50.1	11.6	1.6	1.6	22.5	4.8	52.6	error	Phanerozoic	0.08922	33.0	0.0430	15.9	0.00350	0.00350	0.45	0.0028	23.1	230.	16.0						
23.6	4.6	70.6	19.1	2258.7	448.8	29.2	7.0	1.0	1.0	23.6	4.6	33.4	error	Phanerozoic	0.14257	20.8	0.0720	18.4	0.00366	0.00366	0.68	0.0016	23.9	233.	10.3						
19.8	4.6	128.1	36.2	3555.0	472.7	35.3	6.5	0.6	0.6	19.8	4.6	15.5	error	Phanerozoic	0.31693	13.9	0.1345	24.9	0.00308	0.00308	0.88	0.0000	18.4	235.	8.1						
14.0	2.1	69.0	20.1	3079.7	699.8	39.9	6.0	0.5	0.5	14.0	2.1	20.3	error	Phanerozoic	0.24001	23.8	0.0703	18.2	0.00218	0.00218	0.63	0.0022	15.0	235.	9.5						
14.8	1.7	27.2	8.2	1327.3	374.3	21.3	3.3	1.1	1.1	14.8	1.7	54.5	error	Phanerozoic	0.08552	28.7	0.0272	10.2	0.00230	0.00230	0.34	0.0002	15.4	240.	7.6						
11.5	2.0	39.0	8.7	2445.8	380.1	16.7	2.7	0.5	0.5	11.5	2.0	29.5	error	Phanerozoic	0.15907	17.6	0.0391	10.9	0.00178	0.00178	0.72	0.0009	14.0	249.	9.9						
16.1	2.6	54.0	17.1	2444.7	650.9	43.7	8.2	0.7	0.7	16.1	2.6	29.7	error	Phanerozoic	0.15897	27.1	0.0546	17.0	0.00249	0.00249	0.54	0.0004	18.7	258.	3.3						
20.6	3.8	39.2	9.8	1409.2	321.1	19.7	2.7	1.5	1.5	20.6	3.8	52.5	error	Phanerozoic	0.08924	23.2	0.0394	10.4	0.00230	0.00230	0.42	0.0011	13.6	262.	14.9						
20.3	2.8	45.0	13.7	1699.1	460.6	36.9	8.8	1.2	1.2	20.3	2.8	45.1	error	Phanerozoic	0.10414	27.6	0.0454	13.7	0.00316	0.00316	0.45	0.0020	23.8	263.	7.7						
17.7	1.8	90.2	17.4	3133.6	529.5	42.2	4.6	0.6	0.6	17.7	1.8	19.6	error	Phanerozoic	0.24534	17.1	0.0929	9.57	0.00275	0.00275	0.50	0.0023	10.9	274.	10.9						
23.1	2.3	45.4	13.9	1477.6	422.9	34.6	6.5	1.6	1.6	23.1	2.3	50.8	error	Phanerozoic	0.09250	29.2	0.0457	10.5	0.00359	0.00359	0.35	0.0019	18.6	300.	18.5						
15.4	1.0	39.8	9.7	1970.1	449.1	23.4	2.7	0.8	0.8	15.4	1.0	38.8	error	Phanerozoic	0.12094	23.2	0.0400	8.64	0.00240	0.00240	0.35	0.0003	11.7	327.	15.1						
18.8	2.5	44.6	10.4	1822.7	363.7	27.8	6.2	1.0	1.0	18.8	2.5	42.2	error	Phanerozoic	0.11142	20.3	0.0449	11.8	0.00292	0.00292	0.51	0.0015	22.2	283.	19.3						
14.2	1.9	35.9	20.6	1932.7	1063.8	22.6	4.4	0.7	0.7	14.2	1.9	39.5	error	Phanerozoic	0.11843	56.1	0.0360	15.9	0.00221	0.00221	0.28	0.0012	5	19.3	5						
22.9	5.0	51.3	15.5	1728.1	449.4	38.9	7.8	1.3	1.3	22.9	5.0	44.6	error	Phanerozoic	0.10579	26.5	0.0519	15.3	0.00356	0.00356	0.51	0.0021	19.9	30.21	5						
19.7	2.1	50.4	19.2	1961.6	718.4	23.9	4.6	1.0	1.0	19.7	2.1	39.2	error	Phanerozoic	0.12036	27.3	0.0509	10.0	0.00307	0.00307	0.26	0.0013	19.1	37.	6.4						
26.3	3.9	126.7	50.8	3091.3	1036.2	57.1	12.7	0.9	0.9	26.3	3.9	20.8	error	Phanerozoic	0.23572	35.2	0.1329	21.9	0.00469	0.00469	0.55	0.0035	22.3	258.	3.3						
18.2	2.0	35.4	8.1	1454.0	297.8	22.2	3.9	1.2	1.2	18.2	2.0	51.2	error	Phanerozoic	0.09135	21.5	0.0355	10.0	0.00282	0.00282	0.44	0.0004	17.5	262.	14.9						
23.5	9.5	248.9	22.8	374.8	31.8	166.9	7.2	62.4	62.4	23.5	9.5	94.6	error	Phanerozoic	0.05415	8.85	0.2778	3.60	0.03721	0.03721	0.39	0.0102	4.33	300.	18.5						
46.3	5.7	85.2	31.5	1424.8	431.9	50.5	8.7	3.2	3.2	46.3	5.7	53.2	error	Phanerozoic	0.08997	31.8	0.0876	21.1	0.00706	0.00706	0.57	0.0031	17.1	283.	19.7						
16.8	2.5	21.9	9.6	632.2	264.1	31.9	5.3	2.7	2.7	16.8	2.5	76.5	error	Phanerozoic	0.06990	46.9	0.0218	8	0.00260	0.00260	0.31	0.0019	19.7	46.9	19.7						
257.3	6.4	253.9	100	222.4	7.2	189.5	5.2	115.7	115.7	257.3	6.4	101.3	error	Phanerozoic	0.05059	3.39	0.2840	2.23	0.04072	0.04072	0.57	0.0116	2.74	19.3	5						
283.4	7.7	258.2	13.9	211.1	10.2	204.4	5.0	124.8	124.8	283.4	7.7	102.0	error	Phanerozoic	0.05035	5.07	0.2895	2.37	0.04170	0.04170	0.44	0.0125	2.42	19.3	5						
20.6	1.7	29.3	6.2	818.8	163.9	26.7	3.2	2.5	2.5	20.6	1.7	70.3	error	Phanerozoic	0.06639	21.0	0.0293	6.76	0.00320	0.00320	0.32	0.0016	12.1	240.	17.0						
13.3	4.0	50.5	16.7	2646.9	416.7	21.5	3.8	0.5	0.5	13.3	4.0	26.3	error	Phanerozoic	0.17935	16.5	0.0510	28.9	0.00206	0.00206	0.88	0.0013	17.7	182.	7.5						
15.1	4.0	52.7	13.3	2503.3	198.6	23.7	5.4	0.6	0.6	15.1	4.0	28.7	error	Phanerozoic	0.16459	8.34	0.0532	25.31	0.00235	0.00235	0.95	0.0004	22.7	230.	16.0						
262.3	14.9	297.6	33.1	594.6	59.4	214.5	11.6	44.9	44.9	262.3	14.9	88.1	error	Phanerozoic	0.05948	10.6	0.3405	4.52	0.04152	0.04152	0.41	0.0131	5.39	233.	10.3						
22.9	2.8	68.2	27.4	2250.6	869.1	35.5	6.7	1.0	1.0	22.9	2.8	33.5	error	Phanerozoic	0.14191	40.5	0.0695	10.8	0.00355	0.00355	0.27	0.0000	19.9	45.3	5.7						
233.2	10.3	246.2	24.2	372.1	33.8	212.2	11.1	62.7	62.7	233.2	10.3	94.7	error	Phanerozoic	0.05402	9.45	0.2743	3.69	0.03683	0.03683	0.38	0.0116	5.25	135.	22.3						
15.6	2.4	28.5	8.0	1321.9	325.9	34.3	5.2	1.2	1.2	15.6	2.4	54.7	error	Phanerozoic	0.05528	25.6	0.0285	13.6	0.00422	0.00422	0.48	0.0019	15.1	156.	8						
15.8	3.4	52.3	13.3	2415.7	495.6	38.7	6.9	0.7	0.7	15.8	3.4	30.2	error	Phanerozoic	0.14527	21.3	0.0528	15.1	0.00345	0.00345	0.59	0.0021	17.8	182.	7.5						
42.3	3.6	80.5	23.7	1442.0	410.5	51.9	4.7	2.9	2.9	42.3	3.6	52.6	error	Phanerozoic	0.09078	28.5	0.0825	7.49	0.00659	0.00659	0.25	0.0028	8.98	270.	16.9						
27.0	4.5	52.8	15.0	1472.5	377.7	39.0	6.6	1.8	1.8	27.0	4.5	51.1	error	Phanerozoic	0.09225	26.6	0.0533	12.3	0.00419	0.00419	0.43	0.0021	16.9	300.	18.5						
258.3	11.0	398.9	26.4	1324.1	73.0	429.2	21.3	19.5	19.5	258.3	11.0	64.7	error	Phanerozoic	0.08537	5.73	0.4811	3.68	0.04087	0.04087	0.56	0.0236	4.97	233.	10.3						

20.8	2.2	50.3	19.8	1866.1	699.4	29.9	7.6	1.1	20.8	2.2	41.3	Phanerozoic	0.11422	38.9	0.0507	39.36	0.00322	12.0	0.31	0.0036	25.6
28.1	6.6	75.6	20.4	2073.7	463.8	49.4	7.8	1.4	28.1	6.6	37.2	Phanerozoic	0.12822	23.2	0.0773	26.95	0.00437	15.0	0.56	0.0027	15.7
21.5	3.2	52.4	13.8	1883.3	444.4	31.7	6.6	1.1	21.5	3.2	40.9	Phanerozoic	0.11522	24.5	0.0530	26.34	0.00333	11.7	0.44	0.0017	20.9
24.6	4.6	89.0	26.7	2595.4	666.9	55.6	11.2	0.9	24.6	4.6	27.6	Phanerozoic	0.17389	26.7	0.0916	30.00	0.00382	15.4	0.52	0.0030	20.2
22.7	3.2	73.6	15.1	2395.1	421.7	41.4	6.6	0.9	22.7	3.2	30.9	Phanerozoic	0.15438	18.2	0.0752	20.54	0.00353	10.5	0.51	0.0023	15.8
17.0	6.3	72.0	21.3	2837.8	609.5	5.1	4.2	0.6	17.0	6.3	23.7	Phanerozoic	0.20142	22.3	0.0735	29.57	0.00265	20.3	0.69	0.0003	82.4
14.5	2.6	54.1	20.4	2621.6	842.9	32.6	5.9	0.6	14.5	2.6	26.7	Phanerozoic	0.17665	33.9	0.0548	37.65	0.00225	19.5	0.52	0.0017	18.1
12.7	3.2	29.4	8.8	1770.2	299.9	26.1	6.7	0.7	12.7	3.2	43.1	Phanerozoic	0.10825	1.8	0.0294	29.99	0.00197	4.7	0.83	0.0014	22.7
31.2	11.1	174.5	62.7	3365.4	934.7	57.7	16.6	0.9	31.2	11.1	17.9	Phanerozoic	0.28044	29.3	0.1875	35.55	0.00485	22.8	0.64	0.0030	29.2
300.3	18.5	327.5	28.1	525.3	37.4	283.9	13.2	57.2	300.3	18.5	91.7	Phanerozoic	0.05788	7.52	0.3806	8.59	0.04769	4.80	0.56	0.0149	4.64
16.7	3.7	70.9	15.7	2840.6	384.5	47.7	8.1	0.6	16.7	3.7	23.6	Phanerozoic	0.20177	14.2	0.0723	22.10	0.00260	17.4	0.79	0.0025	16.9
21.8	1.7	50.4	15.4	1781.9	520.5	41.5	6.9	1.2	21.8	1.7	43.3	Phanerozoic	0.10895	30.8	0.0509	30.63	0.00339	9.23	0.30	0.0022	16.6
32.2	4.1	123.5	28.9	2717.5	561.2	99.3	10.8	1.2	32.2	4.1	26.1	Phanerozoic	0.18717	11.7	0.1293	23.44	0.00501	11.0	0.47	0.0049	11.5
15.1	2.9	42.8	11.3	2142.7	427.4	28.4	6.3	0.7	15.1	2.9	35.2	Phanerozoic	0.13336	21.0	0.0431	26.46	0.00234	17.3	0.66	0.0035	22.3
28.5	3.8	71.6	21.0	1951.1	520.4	42.2	8.0	1.5	28.5	3.8	39.8	Phanerozoic	0.11966	28.1	0.0731	29.36	0.00443	12.2	0.42	0.0022	18.9
21.8	3.5	53.7	19.1	1905.2	602.9	40.8	6.9	1.1	21.8	3.5	40.5	Phanerozoic	0.11650	32.4	0.0543	36.63	0.00338	16.3	0.46	0.0021	16.8
17.3	4.1	79.5	20.1	2982.9	492.1	29.7	6.1	0.6	17.3	4.1	21.7	Phanerozoic	0.22031	17.4	0.0815	25.29	0.00288	19.1	0.76	0.0035	20.5
13.2	2.9	55.8	13.1	2826.2	369.5	36.5	9.8	0.5	13.2	2.9	23.6	Phanerozoic	0.20001	13.8	0.0565	23.50	0.00205	19.5	0.83	0.0019	26.7
														0					3		6

Sample 4	0.0232	3116	236	0.37	759	0.07587	0.00888	1.31666	0.00251	0.12587	0.00167	0.04079	0.00116	0.36709	0.00088	0.00084	0.0027
Sample 5	0.0055	13651	739	0.79	3384	0.05417	0.00072	0.25688	0.00074	0.03440	0.00016	0.01240	0.00012	0.78939	0.00703	0.00861	0.00033
Sample 6	0.0013	27444	1432	0.99	14178	0.05219	0.00047	0.29182	0.00050	0.04056	0.00017	0.01398	0.00009	0.99352	0.00652	0.00064	0.00018

	f206c				206Pb/204Pb		Th/U		Uncorrected ratios										Corrected ratios									
	206Pb		207Pb		206Pb/204Pb		Th/U		207Pb/235U		206Pb/238U		208Pb/232Th		232Th/238U		207Pb/206Pb		207Pb/235U		206Pb/238U		208Pb/232Th					
	cps	cps	cps	cps	b	d	1s	h	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s			
Sample 7	0.0076	8317	687	0.26	2359	0.0016	0.0188	1.04545	0.0124	0.09459	0.00295	0.01657	0.00103	0.26143	0.01611	0.0786	0.02328	1.07942	0.02568	0.10173	0.01085	0.01657	0.00033					
Sample 8	0.0814	1741	141	0.48	225	0.00883	0.00297	0.99838	0.00344	0.08959	0.00174	0.03920	0.00094	0.47544	0.00796	0.07760	0.00582	1.03682	0.00870	0.09634	0.00647	0.03920	0.00184					
Sample 9	0.6135	148	35	0.79	35	0.23880	0.05216	0.09484	0.05216	0.00290	0.00013	0.78884	0.00013	0.78884	0.00589	0.22734	0.10223	0.09792	0.10225	0.00312	0.00181	0.00146	0.00026					
Sample 10	0.0387	1485	96	0.39	510	0.06439	0.00439	1.17760	0.00441	0.04437	0.00050	0.00415	0.00035	0.38812	0.00973	0.06182	0.00860	0.13175	0.00877	0.01546	0.00174	0.00415	0.00069					
Sample 11	0.0018	20227	1816	0.59	9609	0.08980	0.00068	2.60475	0.00130	0.21038	0.00111	0.06443	0.00056	0.59323	0.00362	0.08621	0.00133	2.68940	0.00463	0.25625	0.00443	0.06443	0.00110					
Sample 12	0.0173	4592	380	0.28	1049	0.08278	0.00176	1.00024	0.00196	0.08763	0.00086	0.03619	0.00091	0.27848	0.00688	0.07948	0.00344	1.03275	0.00493	0.09425	0.00353	0.03619	0.00179					
Sample 1	1.0216	350	247	0.66	19	0.70424	0.02599	0.33302	0.02599	0.00384	0.00024	0.00972	0.00131	0.65600	0.00559	0.67654	0.05094	0.58837	0.05094	0.00384	0.00081	0.00092	0.00256					
Sample 2	0.4362	394	20	0.53	45	0.05100	0.00846	0.21146	0.00846	0.03605	0.00016	0.05118	0.00028	0.53373	0.01440	0.04899	0.01659	0.21179	0.01659	0.03223	0.00021	0.00118	0.00054					
Sample 3	0.0056	11011	838	0.48	3182	0.07608	0.00112	1.22568	0.00133	0.11684	0.00071	0.04324	0.00054	0.48481	0.00688	0.07309	0.00220	1.24459	0.00345	0.12347	0.00265	0.04324	0.00105					
Sample 4	0.0021	35171	2766	0.32	8200	0.07522	0.00066	1.97754	0.00102	0.17646	0.00078	0.05315	0.00044	0.31624	0.00159	0.07611	0.00129	1.95680	0.00341	0.18648	0.00115	0.05315	0.00085					
Sample 5	-0.0008	3848	222	0.38	-22763	0.05767	0.00132	0.22367	0.00134	0.08813	0.00021	0.01015	0.00025	0.35777	0.00223	0.05540	0.00260	0.22706	0.00273	0.002973	0.00084	0.01015	0.00049					
Sample 6	0.7970	63	13	1.02	32	0.19907	0.02710	0.04108	0.02710	0.00150	0.00010	0.00097	0.00008	0.10608	0.02053	0.1924	0.05312	0.04171	0.05312	0.00158	0.00038	0.00097	0.00015					
Sample 7	0.0489	75	23	0.59	495	0.30691	0.05601	0.06626	0.05601	0.00157	0.00010	0.00025	0.00012	0.58526	0.00627	0.29484	0.07058	0.06726	0.07059	0.00165	0.00039	0.00023	0.00023					
Sample 8	0.0043	18800	1424	0.30	4119	0.07574	0.00070	1.55794	0.00104	0.14918	0.00077	0.04573	0.00052	0.30889	0.00173	0.07276	0.00136	1.58158	0.00323	0.15765	0.00033	0.04573	0.00102					
Sample 9	0.0046	9661	533	0.36	3802	0.05518	0.00074	0.35711	0.00081	0.04625	0.00034	0.01543	0.00026	0.35724	0.00132	0.05301	0.00144	0.37268	0.00159	0.05098	0.00137	0.01543	0.00051					
Sample 10	0.0051	4387	355	0.47	3425	0.08083	0.00130	1.98735	0.00210	0.17832	0.00164	0.05482	0.00091	0.47331	0.00497	0.07765	0.00255	2.01752	0.00704	0.18844	0.00656	0.05482	0.00179					
Sample 11	0.0082	8240	462	0.33	2087	0.05840	0.00127	0.35974	0.00130	0.09424	0.00026	0.01068	0.00018	0.32915	0.00534	0.05365	0.00249	0.36267	0.00269	0.03619	0.00102	0.01068	0.00036					
Sample 12	0.0092	6967	563	0.23	1914	0.08086	0.00147	1.74885	0.00187	0.15686	0.00116	0.04587	0.00115	0.22611	0.0076	0.07768	0.00287	1.77539	0.00513	0.16577	0.00424	0.04587	0.00025					
Sample 1	0.0155	1533	92	0.81	1212	0.05983	0.00236	0.28505	0.00239	0.09455	0.00040	0.01108	0.00028	0.81219	0.00706	0.05762	0.00463	0.29614	0.00486	0.03728	0.00148	0.01108	0.00054					
Sample 2	0.3389	128	22	0.70	68	0.17084	0.00229	0.05866	0.00229	0.00249	0.00010	0.00146	0.00016	0.70166	0.00671	0.16451	0.05544	0.06094	0.05544	0.00269	0.00034	0.00146	0.00031					
Sample 3	0.2487	89	22	0.60	104	0.24703	0.05042	0.77237	0.05042	0.00212	0.00014	0.00227	0.00016	0.60488	0.00497	0.23788	0.00883	0.77518	0.00983	0.00229	0.00051	0.00227	0.00031					
Sample 4	0.2661	129	16	0.76	90	0.12720	0.04124	0.10521	0.04124	0.00600	0.00025	0.05324	0.00031	0.75905	0.00577	0.12349	0.02790	0.10590	0.02792	0.00647	0.00050	0.00324	0.00060					
Sample 5	0.2370	57	15	0.71	106	0.27624	0.04251	0.05496	0.04251	0.00148	0.00010	0.00182	0.00013	0.70881	0.00542	0.26023	0.08332	0.05710	0.08332	0.00159	0.00036	0.00182	0.00025					
Sample 6	0.7471	96	26	0.83	29	0.27046	0.03935	0.04974	0.03935	0.00133	0.00006	0.00057	0.00005	0.32955	0.00680	0.26044	0.07713	0.05167	0.07713	0.00144	0.00024	0.00067	0.00010					
Sample 7	0.6263	80	14	0.60	36	0.17674	0.02939	0.03998	0.02939	0.00164	0.00008	0.00171	0.00014	0.60376	0.00471	0.17020	0.05760	0.04153	0.05760	0.00177	0.00032	0.00171	0.00028					
Sample 8	0.0023	7789	440	0.34	7892	0.05646	0.00114	0.54517	0.00162	0.06884	0.00115	0.02086	0.00073	0.33884	0.00231	0.05637	0.00224	0.47184	0.00478	0.00294	0.00422	0.02086	0.00143					
Sample 9	0.0157	8394	518	0.45	1187	0.06167	0.00098	0.41309	0.00103	0.04888	0.00029	0.01903	0.00025	0.44885	0.00256	0.05538	0.00193	0.42915	0.00222	0.05241	0.00110	0.01903	0.00050					

Sample 10	0.0007	12363	995	0.36	25688	0.08051	0.00081	1.45885	0.00160	0.13141	0.00137	0.05030	0.00078	0.35659	0.00566	0.07753	0.00159	1.51559	0.00606	0.14178	0.00685	0.05030	0.00153
Sample 11	0.0204	1410	101	0.57	906	0.07148	0.00253	0.73851	0.00333	0.07484	0.00217	0.02006	0.00124	0.57947	0.00562	0.06883	0.00496	0.76723	0.00903	0.06085	0.00754	0.02006	0.00243
Sample 12	0.0061	2598	1434	0.41	3015	0.05527	0.00041	0.44314	0.00048	0.06815	0.00025	0.01839	0.00016	0.41100	0.00439	0.05323	0.00080	0.46037	0.00138	0.06273	0.00113	0.01839	0.00032
Sample 1	0.0039	17623	1319	0.18	4518	0.07484	0.00079	1.48252	0.00112	0.44367	0.00079	0.04151	0.00071	0.17621	0.00308	0.07124	0.00154	1.56429	0.00350	0.15926	0.00814	0.04151	0.00139

Sample	206Pb		207Pb		Th/ U	206Pb/204Pb		Uncorrected ratios										Corrected ratios										
	cps	cps	b	207P		1s	d	1s	206Pb/238U					207Pb/235U					206Pb/238U					207Pb/235U				
									1s	h	1s	h	1s	h	1s	h	1s	h	1s	h	1s	h	1s	h	1s	h	1s	h
Sample 2	6.7916	73	12	0.56	15	0.02174	0.029268	0.02174	0.00126	0.00009	0.00108	0.00614	0.55970	0.00390	0.16201	0.04260	0.03132	0.04260	0.00140	0.00033	0.00108	0.00028						
Sample 3	13.4547	72	14	0.62	2	0.02481	0.05025	0.02481	0.00189	0.00010	0.00258	0.00208	0.61558	0.00483	0.18389	0.04862	0.05302	0.04862	0.00209	0.00047	0.00258	0.00055						
Sample 4	0.0103	4072	364	0.41	1714	0.00891	1.89535	0.00256	0.00168	0.00117	0.41381	0.00441	0.00441	0.00441	0.08501	0.00379	1.99889	0.00738	0.17063	0.00633	0.05366	0.00229						
Sample 5	0.0082	9158	672	0.43	2180	0.07342	1.27463	0.00151	0.00092	0.00064	0.43150	0.00223	0.00223	0.00223	0.06889	0.00234	1.34493	0.00408	0.13957	0.00334	0.03913	0.00125						
Sample 6	0.0294	4249	266	0.61	639	0.06273	0.27756	0.00228	0.00309	0.00036	0.60723	0.00511	0.00511	0.00511	0.05971	0.00441	0.29287	0.00458	0.03557	0.00124	0.01100	0.00035						
Sample 7	0.1600	236	26	0.81	141	0.11137	0.0099	0.00840	0.00524	0.00221	0.00272	0.00259	0.80001	0.00734	0.10601	0.02154	0.08484	0.02155	0.00580	0.00073	0.00272	0.00057						
Sample 8	0.1516	361	35	2.05	131	0.09601	0.04943	0.00943	0.00326	0.00009	0.00109	0.00003	2.04819	0.01334	0.09138	0.01847	0.04557	0.01848	0.00362	0.00034	0.00109	0.00006						
Sample 9	0.0096	1280	86	0.54	1967	0.06735	0.01940	0.01684	0.01811	0.00083	0.00487	0.00222	0.33611	0.01577	0.06411	0.03803	0.17742	0.03812	0.02007	0.00164	0.00487	0.00042						
Sample 10	4.5561	43	22	0.58	9	0.51919	0.06018	0.06112	0.00084	0.00005	0.00120	0.00010	0.58449	0.00453	0.49419	0.11979	0.06350	0.11979	0.00093	0.00021	0.00120	0.00020						
Sample 11	0.0689	1410	78	0.48	274	0.05554	0.25676	0.00244	0.00353	0.00042	0.01156	0.00035	0.47867	0.00390	0.05287	0.00471	0.27092	0.00495	0.03717	0.00153	0.01156	0.00069						
Sample 12	-1.2017	57	21	0.55	-23	0.35916	0.04936	0.07471	0.00151	0.00013	0.00131	0.00017	0.55434	0.00405	0.34187	0.09674	0.07884	0.09674	0.00167	0.00050	0.00131	0.00034						
Sample 1	-0.0009	3259	166	0.48	-21255	0.05703	0.00303	0.00305	0.00388	0.00038	0.01047	0.00035	0.47643	0.00478	0.05513	0.00594	0.44160	0.00613	0.03178	0.00150	0.01047	0.00068						
Sample 2	4.2904	45	18	0.62	8	0.39161	0.02155	0.02977	0.00148	0.00013	0.00182	0.00021	0.61882	0.00592	0.37658	0.06380	0.08698	0.06380	0.00167	0.00047	0.00182	0.00042						
Sample 3	-0.0452	280	22	0.67	-432	0.07709	0.02201	0.02202	0.01242	0.00043	0.00055	0.00037	0.67413	0.00715	0.07453	0.00431	0.43396	0.04319	0.01401	0.00195	0.00655	0.00072						
Sample 4	0.0035	14633	827	0.51	5225	0.05655	0.00072	0.03974	0.00079	0.00033	0.01611	0.00016	0.50904	0.00561	0.05467	0.00141	0.43338	0.00193	0.05750	0.00133	0.01611	0.00031						
Sample 5	6.1183	82	20	0.62	57	0.24217	0.05068	0.02551	0.00152	0.00007	0.00104	0.00012	0.62047	0.00495	0.23442	0.04999	0.05526	0.04999	0.00171	0.00029	0.00104	0.00023						
Sample 6	0.8123	52	6	0.66	36	0.11174	0.0497	0.03497	0.00130	0.00008	0.00179	0.00017	0.65977	0.00618	0.10802	0.06853	0.02177	0.08853	0.00146	0.00032	0.00179	0.00033						
Sample 7	0.0122	13068	1008	0.16	1457	0.07719	0.00098	0.00137	0.00096	0.00096	0.03383	0.00059	0.16132	0.00215	0.07462	0.00192	1.33002	0.00414	0.13297	0.00367	0.03383	0.00116						
Sample 8	3.6733	50	43	0.57	12	0.84418	0.07420	0.13496	0.00116	0.00009	0.00211	0.00020	0.57457	0.00538	0.81609	0.14544	0.44717	0.14544	0.00131	0.00037	0.00211	0.00039						
Sample 9	0.0063	10688	581	0.66	2316	0.05437	0.00074	0.03593	0.00083	0.00039	0.01606	0.00017	0.65883	0.00612	0.05256	0.00145	0.41175	0.00217	0.05957	0.00161	0.00606	0.00034						
Sample 10	0.0016	7596	554	0.25	10974	0.07307	0.00108	0.00149	0.00104	0.00104	0.04947	0.00107	0.25384	0.00742	0.07664	0.00211	1.56862	0.00448	0.16106	0.00396	0.04947	0.00210						
Sample 11	0.0148	6195	353	0.23	1262	0.05702	0.00110	0.00116	0.00056	0.00056	0.01896	0.00036	0.23943	0.00154	0.05413	0.00215	0.44024	0.00259	0.05792	0.00144	0.01896	0.00071						
Sample 12	0.0117	6431	471	0.46	1510	0.07319	0.00140	0.00180	0.00113	0.00062	0.04483	0.00062	0.45625	0.00333	0.07075	0.00275	1.56877	0.00488	0.16081	0.00403	0.04483	0.00122						
Sample 1	0.0461	1879	107	0.29	406	0.05709	0.00238	0.00244	0.00187	0.00054	0.00859	0.00049	0.29116	0.00370	0.05152	0.00467	0.16891	0.00517	0.02378	0.00222	0.00859	0.00097						
Sample 2	0.0735	1113	62	1.17	259	0.05338	0.00311	0.00591	0.00311	0.00009	0.00247	0.00005	1.16665	0.00524	0.04598	0.00609	0.04996	0.00610	0.00725	0.00033	0.00247	0.00010						
Sample 3	0.0007	6434	479	0.16	25635	0.07442	0.00142	0.00162	0.00793	0.00080	0.03330	0.00074	0.16230	0.00167	0.06717	0.00278	0.08399	0.00409	0.07386	0.00000	0.03330	0.00145						
Sample 4	0.0263	2985	190	0.31	708	0.06372	0.00174	0.00207	0.00364	0.00112	0.00876	0.00078	0.30884	0.00366	0.05751	0.00341	0.72103	0.00503	0.00093	0.00370	0.00876	0.00152						

Sample 5	0.0379	391	33	0.15	524	0.08459	0.00941	0.03181	0.00941	0.00273	0.00005	0.00105	0.00028	0.14919	0.00627	0.07635	0.01844	0.03121	0.01844	0.00296	0.00023	0.00105	0.00054
Sample 6	0.0154	7142	610	0.52	1123	0.08534	0.00158	1.86184	0.00191	0.16673	0.00107	0.05366	0.00066	0.51575	0.00510	0.07702	0.00309	1.82489	0.00524	0.18126	0.00424	0.05366	0.00129
Sample 7	0.0388	697	41	0.50	516	0.05883	0.01317	0.09706	0.01318	0.01196	0.00063	0.00319	0.00026	0.50493	0.00439	0.05310	0.02581	0.09523	0.02290	0.01301	0.00218	0.00319	0.00051
Sample 8	0.0107	3513	198	0.55	1755	0.05630	0.00123	0.23487	0.00125	0.03025	0.00024	0.01077	0.00019	0.55462	0.00457	0.05081	0.00241	0.23044	0.00261	0.03289	0.00100	0.01077	0.00038

918,6	37,0	927,6	53,5	948,9	44,2	1270,5	42,9	96,8	918,6	37,0	99,0	98,0	error	Pharmecoc	Discordant	0,07071	4,85	1,4930	5,77	0,13315	3,41	0,59	0,0469	3,38	151,5	8,8
10,5	6,5	40,0	13,3	2640,9	710,1	34,5	8,0	0,4	10,5	6,5	26,3	26,3	error	Pharmecoc	Discordant	0,17870	28,0	0,0401	33,23	0,00163	19,5	0,59	0,0012	23,2	183,0	6,9
818,4	75,5	871,6	61,0	1009,5	48,9	1109,5	61,8	81,1	818,4	75,5	93,9	93,9		Pharmecoc		0,07284	5,05	1,3594	7,00	0,13336	5,05	0,72	0,0408	5,57	188,8	5,9
234,2	4,4	238,9	7,4	285,5	7,5	343,8	6,3	82,0	234,2	4,4	98,0	98,0		Pharmecoc		0,05300	2,73	0,2652	3,09	0,03699	1,64	0,53	0,0124	1,83	195,3	14,3
275,2	4,3	267,4	6,2	199,7	3,5	387,1	5,1	137,8	275,2	4,3	102,9	102,9		Pharmecoc		0,05010	1,85	0,3013	2,31	0,04862	1,47	0,64	0,0140	1,31	201,7	15,1

Ages (Ma) d										FILTER					Ratios d										Filtered Ages	
206Pb/232Th	206Pb/235U	207Pb/235U	207Pb/206Pb	208Pb/232Th	2s	% conce	Best Age	Erro r	Con c	>15%err or	<541	>30% disc	207Pb/206Pb	2s (%)	208Pb/232Th	2s (%)	206Pb/235U	2s (%)	206Pb/232Th	2s (%)	Age	Erro r				
ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	Age	Erro r				
624.5	45.8	743.4	29.9	1120.1	325.2	458.0	56.1	55.8	64.5	45.8	84.0		0.07696	30.2	1.0794	30.93	0.10773	10.6	0.34	0.0166	12.2	6.1				
593.0	63.1	719.3	70.8	1136.6	81.8	1067.3	50.1	52.2	59.0	63.1	83.4		0.07760	7.50	1.0308	9.84	0.09634	6.71	0.68	0.0992	4.70	25.2				
20.1	22.9	94.9	68.6	3033.4	1309.6	40.7	7.3	0.7	20.1	22.9	21.2	error	0.22734	44.9	0.0979	72.33	0.09312	58.0	0.80	0.0015	17.0	8.8				
98.9	10.4	125.7	21.9	668.0	89.2	115.7	19.3	14.8	98.9	10.4	76.7	Phanerozoic	0.05182	13.9	0.1317	17.44	0.01546	11.2	0.64	0.0042	16.6	6.9				
1314.8	28.7	1325.5	32.6	1342.9	19.9	1725.7	29.3	97.9	1342.9	19.9	99.2	Phanerozoic	0.08621	1.54	2.6894	2.46	0.22625	1.96	0.80	0.0644	1.70	4.4				
580.6	27.3	720.3	70.3	1184.0	49.3	987.5	48.9	49.0	580.6	27.3	80.6		0.07948	4.33	1.0277	5.60	0.09435	3.74	0.67	0.0862	4.95	10.1				
24.7	5.6	311.0	69.1	4681.7	338.6	419.2	110.5	0.5	24.7	5.6	7.9	error	0.67654	7.53	0.3584	22.21	0.00384	21.0	0.95	0.0097	26.3	6.8				
20.8	1.2	21.9	7.3	147.4	48.0	51.2	23.6	14.1	20.8	1.2	94.9	Phanerozoic	0.04899	33.8	0.0218	33.19	0.09323	6.56	0.20	0.0012	46.0	10.6				
750.5	19.6	820.8	29.6	1016.4	29.4	1802.1	43.9	73.8	750.5	19.6	91.4		0.07309	3.01	1.2443	3.61	0.12347	2.15	0.60	0.0432	2.44	10.1				
1102.3	20.6	1100.8	25.8	1097.9	17.9	2193.5	35.2	100.4	1097.9	17.9	100.1		0.07611	1.70	1.9568	2.35	0.18648	1.69	0.72	0.0532	1.61	9.4				
188.8	5.9	207.8	11.0	428.4	19.3	437.7	21.0	44.1	188.8	5.9	90.9	Phanerozoic	0.05540	4.69	0.2271	5.31	0.09373	2.81	0.53	0.0002	4.80	8.3				
10.2	2.6	41.5	14.9	2752.9	734.6	42.0	6.6	0.4	10.2	2.6	24.6	error	0.19124	27.7	0.0417	35.99	0.00158	24.1	0.67	0.0010	15.6	12.2				
10.7	16.7	66.1	21.8	3443.3	791.9	11.0	9.9	0.3	10.7	16.7	16.1	error	0.29484	23.9	0.0673	33.06	0.00165	23.7	0.72	0.0003	90.7	7.4				
943.7	19.1	963.0	24.9	1007.4	18.1	1900.1	42.5	93.7	1007.4	18.1	98.0		0.07276	1.87	1.5816	2.59	0.15765	1.86	0.72	0.0457	2.23	14.5				
320.6	9.5	321.6	12.0	329.4	8.6	661.7	21.9	97.3	320.6	9.5	99.7	Phanerozoic	0.05301	2.72	0.3727	3.74	0.05098	2.68	0.72	0.0154	3.32	4.3				
1112.9	47.4	1121.4	52.7	1138.0	35.9	2158.4	73.9	97.8	1138.0	35.9	99.2		0.07765	3.28	2.0175	4.70	0.18844	3.48	0.74	0.0548	3.27	9.0				
229.1	6.9	236.8	12.7	313.7	14.3	460.2	15.4	73.1	229.1	6.9	96.8	Phanerozoic	0.05265	4.74	0.2627	5.35	0.03619	2.81	0.53	0.0107	3.35	6.6				
988.7	29.0	1036.5	45.4	1138.7	40.5	1906.4	93.5	86.8	1138.7	40.5	95.4		0.07768	3.70	1.7754	4.38	0.18577	2.56	0.58	0.0499	4.90	10.6				
235.9	10.6	263.4	22.9	515.2	39.8	227.0	11.1	45.8	235.9	10.6	89.6	Phanerozoic	0.05762	8.03	0.2961	8.69	0.03728	3.96	0.46	0.0111	4.88	9.5				
17.3	2.0	60.1	20.9	2502.6	822.1	30.0	6.5	0.7	17.3	2.0	28.8	Phanerozoic	0.16451	33.7	0.0609	34.80	0.00269	12.5	0.36	0.0015	21.5	7.4				
14.8	2.4	73.6	33.7	3105.8	1242.5	46.6	6.3	0.5	14.8	2.4	20.1	Phanerozoic	0.23788	41.5	0.0752	45.74	0.00229	22.1	0.48	0.0023	13.5	9.3				
41.6	3.3	105.3	27.4	1992.8	437.1	66.7	12.3	2.1	41.6	3.3	39.5	Phanerozoic	0.12249	22.7	0.1093	25.99	0.00647	13.9	0.54	0.0032	18.4	7.5				
10.3	1.8	56.4	21.5	3248.1	1001.4	37.5	5.2	0.3	10.3	1.8	18.2	Phanerozoic	0.26023	32.0	0.0671	38.08	0.00159	22.3	0.59	0.0018	13.7	9.2				
9.3	1.4	51.2	16.9	3249.4	926.7	13.7	2.0	0.3	9.3	1.4	19.1	Phanerozoic	0.26044	29.6	0.0517	33.05	0.00144	16.7	0.51	0.0007	14.3	8.8				
11.4	2.1	41.3	15.4	2559.6	834.2	35.1	5.8	0.4	11.4	2.1	27.6	Phanerozoic	0.17020	35.8	0.0415	37.32	0.00177	18.1	0.49	0.0017	16.6	9.4				

393.5	82.5	392.5	30.6	386.4	15.4	425.2	29.2	101.8	393.5	82.5	100.3	error	Phanerozoic	0.05437	4.13	0.4718	7.79	0.06294	6.70	0.86	0.0009	6.86	373.0	11.7
329.3	7.4	362.6	13.7	581.2	18.2	388.2	10.1	56.7	329.3	7.4	90.8		Phanerozoic	0.05938	3.25	0.4292	3.77	0.05241	2.10	0.55	0.0090	2.61	384.3	8.6
854.7	60.6	936.7	42.8	1134.9	22.4	1010.3	30.7	75.3	854.7	60.6	91.2		Phanerozoic	0.07753	2.05	1.5156	4.57	0.14178	4.12	0.90	0.0093	3.04	392.2	7.8
501.2	77.7	578.2	67.2	893.6	62.0	409.0	49.6	56.1	501.2	77.7	86.7		Phanerozoic	0.06883	7.20	0.7672	11.63	0.08085	9.33	0.80	0.0001	12.1 3	393.1	12.4
392.2	7.8	384.5	8.8	338.4	4.9	375.2	6.5	115.9	392.2	7.8	102.0		Phanerozoic	0.05323	1.50	0.4604	2.30	0.06273	1.79	0.78	0.0184	1.74	414.2	12.5
952.6	20.7	956.2	27.3	964.3	19.9	837.5	28.1	98.8	954.3	19.9	99.6			0.07124	2.16	1.5643	2.85	0.15266	1.97	0.69	0.0415	3.35	428.5	8.6

Ages (Ma) d											FILTER						Ratios d						Filtered Ages	
206Pb/232Th	206Pb/235U	207Pb/235U	207Pb/206Pb	208Pb/232Th	2s	% conce	Best Age	Erro r	Con c	>15%err or	<541	>30% disc	207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/232Th	2s (%)	Rh o	208Pb/232Th	2s (%)	Age	Erro r	
ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s	ab s
9.0	1.3	31.3	10.7	2476.7	619.9	22.2	5.8	0.4	9.0	1.3	28.8	Phanerozoic	0.16201	26.3	0.0313	34.22	0.00140	23.3	0.68	0.0011	26.3	459.3	26.3	
13.5	7.8	51.5	17.8	2688.3	676.6	53.0	11.3	0.5	13.5	7.8	25.7	Phanerozoic	0.13389	26.4	0.0530	33.86	0.00109	22.6	0.67	0.0006	21.3	501.2	71.7	
1015.6	41.1	1115.5	62.9	1315.7	55.8	1076.2	45.9	77.2	1315.7	55.8	91.0	Discordant	0.08301	4.45	1.9999	5.63	0.17063	3.71	0.66	0.0537	4.26	512.3	12.9	
842.2	21.5	865.4	34.5	935.1	29.5	790.4	25.3	91.0	842.2	21.5	97.3	Phanerozoic	0.05899	3.35	1.3449	3.99	0.13957	2.39	0.60	0.0391	3.20	561.0	33.7	
225.3	8.8	260.8	20.4	593.0	41.7	225.3	7.2	38.0	225.3	8.8	86.4	Phanerozoic	0.05971	7.38	0.2929	7.84	0.03557	3.48	0.44	0.0110	3.17	580.6	27.3	
37.3	4.4	82.7	19.0	1731.8	335.0	56.0	11.7	2.2	37.3	4.4	45.1	Phanerozoic	0.10001	20.3	0.0948	23.03	0.00380	12.5	0.54	0.0027	20.9	593.0	63.1	
23.3	2.4	45.2	9.7	1454.6	279.9	22.5	1.3	1.6	23.3	2.4	51.4	Phanerozoic	0.09138	20.2	0.0456	21.39	0.00362	9.33	0.44	0.0011	5.83	624.5	45.8	
138.1	8.1	165.8	96.1	745.2	420.7	100.0	8.7	17.2	138.1	8.1	77.3	Phanerozoic	0.06411	59.3	0.1774	57.97	0.03007	13.1	0.23	0.0049	8.72	714.8	21.3	
6.0	1.6	62.5	20.2	4224.0	974.6	24.8	4.2	0.1	6.0	1.6	9.6	Phanerozoic	0.49419	24.2	0.0635	32.34	0.00093	22.6	0.70	0.0012	16.8	750.5	19.6	
235.2	10.1	243.4	21.9	333.1	27.4	236.7	14.2	72.8	235.2	10.1	96.6	Phanerozoic	0.05387	8.90	0.2709	9.42	0.03717	4.11	0.44	0.0116	6.00	780.6	35.8	
10.8	2.5	77.0	30.8	3671.1	988.8	26.9	7.0	0.3	10.8	2.5	14.0	Phanerozoic	0.34187	26.3	0.0788	40.02	0.00167	29.6	0.74	0.0013	26.0	783.7	26.4	
201.7	15.1	219.7	35.1	417.4	43.5	219.3	14.3	48.3	201.7	15.1	91.8	Phanerozoic	0.05313	10.7	0.2145	11.44	0.03178	4.73	0.41	0.0105	6.50	818.4	73.5	
10.7	2.2	84.7	27.8	3826.1	623.3	38.4	8.8	0.3	10.7	2.2	12.7	Phanerozoic	0.37858	16.8	0.0870	32.78	0.00167	28.4	0.87	0.0018	22.9	842.0	33.1	
89.7	18.9	136.6	78.7	1055.7	590.8	137.5	15.0	8.5	89.7	18.9	65.7	Discordant	0.07453	57.8	0.1440	57.66	0.01401	13.8	0.24	0.0085	10.9	842.2	22.5	
360.4	8.8	365.6	12.4	398.6	9.9	336.6	6.5	90.4	360.4	8.8	98.6	Phanerozoic	0.05467	2.57	0.4334	3.39	0.05750	2.31	0.68	0.0161	1.94	854.7	60.6	
11.0	1.2	54.6	14.6	3080.4	635.9	22.0	4.9	0.4	11.0	1.2	20.2	Phanerozoic	0.13412	21.3	0.0533	26.70	0.00171	16.9	0.63	0.0010	22.4	869.6	42.4	
9.4	1.9	21.9	14.2	1766.3	1083.3	37.6	7.0	0.5	9.4	1.9	43.1	Phanerozoic	0.10802	63.4	0.0218	65.16	0.00146	22.0	0.34	0.0018	18.6	918.6	37.0	
783.7	26.4	858.9	31.4	1058.3	26.3	700.4	24.0	74.1	783.7	26.4	91.2	Phanerozoic	0.07462	2.57	1.3300	3.77	0.13937	2.84	0.75	0.0338	3.43	946.9	27.3	
8.4	1.5	139.4	45.7	4950.1	852.8	44.4	8.3	0.2	8.4	1.5	6.0	Phanerozoic	0.81609	17.8	0.1472	32.81	0.00131	27.9	0.85	0.0021	18.6	950.3	35.7	
373.0	11.7	364.4	13.9	309.9	8.3	335.5	7.1	120.4	373.0	11.7	102.4	Phanerozoic	0.05356	2.76	0.4317	3.80	0.03957	2.71	0.71	0.0161	2.12	964.3	19.9	
962.7	26.8	957.9	36.3	946.9	27.3	1016.1	43.2	101.7	946.9	27.3	100.5	Phanerozoic	0.07064	2.98	1.5686	3.79	0.16106	2.46	0.65	0.0495	4.25	984.3	20.9	
363.0	9.4	370.4	16.8	417.4	15.8	395.4	14.7	87.0	363.0	9.4	98.0	Phanerozoic	0.05313	3.91	0.4402	4.52	0.05792	2.49	0.55	0.0190	3.73	1000.6	22.7	
961.3	29.5	957.9	43.3	950.3	35.7	924.9	25.1	101.1	950.3	35.7	100.3	Phanerozoic	0.07075	3.89	1.5688	4.52	0.16081	2.51	0.56	0.0448	2.72	1007.4	18.1	
151.5	8.8	158.5	19.7	264.2	21.6	125.0	14.1	57.3	151.5	8.8	95.6	Phanerozoic	0.05132	9.07	0.1889	12.42	0.02378	9.35	0.75	0.0086	11.2	1056.9	38.1	
46.6	2.7	49.5	5.9	194.1	21.3	36.0	1.5	24.0	46.6	2.7	94.1	Phanerozoic	0.04988	12.1	0.0500	11.91	0.00725	4.57	0.38	0.0025	4.15	1088.3	34.7	

459,3	26,3	529,2	29,2	843,0	31,4	480,3	20,9	54,5	459,3	26,3	86,8	Pharmazie	0,06717	4,13	0,6840	5,52	0,07386	4,06	0,74	0,0333	4,36	1097,9	17,9
561,0	33,7	551,3	37,0	511,2	27,3	415,4	22,0	109,7	561,0	33,7	101,8	Pharmazie	0,05751	5,92	0,7210	6,72	0,09093	4,07	0,61	0,0288	5,30	1107,9	14,8
19,1	1,6	31,2	7,2	1104,2	240,7	15,4	7,9	1,7	19,1	1,6	61,2	Pharmazie	0,07635	24,1 s	0,0312	23,12	0,00296	7,69	0,33	0,0011	51,5 6	1121,7	40,6
1073,9	32,7	1089,8	47,0	1121,7	40,6	768,4	18,5	95,7	1121,7	40,6	98,5	Pharmazie	0,07702	4,01	1,9249	4,31	0,18126	2,34	0,54	0,0537	2,41	1138,0	35,9
83,3	8,2	92,4	43,4	333,0	146,1	46,5	7,4	25,0	83,3	8,2	90,2	Pharmazie	0,05310	48,6 1	0,0952	46,97	0,01301	15,7 8	0,36	0,0032	15,9 2	1138,7	40,5
208,6	6,1	210,6	11,1	232,4	10,0	156,5	5,5	89,8	208,6	6,1	99,1	Pharmazie	0,05881	4,75	0,2304	5,26	0,03289	3,06	0,58	0,0108	3,51	1267,6	26,3

Ages (Ma) d										FILTER					Ratios d							Filtered Ages		
206Pb/232Th	206Pb/235Uc	207Pb/235Uc	207Pb/238U	207Pb/206Pb	208Pb/232Th	2s	% conce	Best Age	Erro r	Con c	>15%err or	<541	>30% disc	207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)	Rh o	208Pb/232Th	2s (%)	Age	Erro r
ab	ab	ab	ab	ab	ab	ab	ab	ab	ab	ab	ab	ab	ab	ab	ab	ab	ab	ab	ab	ab	ab	ab	ab	ab
393.1	12.4	361.2	18.2	161.0	6.7	235.5	6.7	244.2	393.1	12.4	108.8	Phanerozoic		0.04528	4.64	0.4272	5.04	0.06287	2.81	0.56	0.0176	2.63	1315.7	55.8
714.8	21.3	773.3	33.8	946.3	17.8	494.6	15.6	75.5	714.8	21.3	93.4			0.07062	2.08	1.1417	3.07	0.11716	2.43	0.79	0.0343	3.15	1342.9	19.9
286.7	6.6	281.0	10.7	233.6	6.9	219.7	5.7	122.7	286.7	6.6	102.0	Phanerozoic		0.05084	3.26	0.3188	3.80	0.04548	2.40	0.63	0.0151	2.59	1383.7	47.3
183.0	6.9	194.3	15.3	334.4	23.4	177.9	8.0	54.7	183.0	6.9	94.2	Phanerozoic		0.05513	7.74	0.2109	7.85	0.02879	3.59	0.46	0.0122	4.48		
279.9	9.0	280.3	13.3	283.4	10.9	181.2	6.0	98.8	279.9	9.0	99.9	Phanerozoic		0.05195	4.01	0.3179	4.75	0.04438	2.81	0.59	0.0143	3.33		
384.3	8.6	373.3	10.1	305.5	5.4	214.1	5.1	125.8	384.3	8.6	102.9	Phanerozoic		0.05346	1.87	0.4443	2.71	0.06342	2.04	0.75	0.0169	2.38		
780.6	35.8	827.0	34.6	983.7	21.1	527.5	12.7	81.9	780.6	35.8	94.4	Phanerozoic		0.07087	2.32	1.2879	4.18	0.12873	3.55	0.85	0.0420	2.41		
12.5	1.0	12.7	5.3	34.8	14.1	7.2	1.2	36.0	12.5	1.0	99.1	Phanerozoic		0.04672	42.2	0.0225	42.12	0.00195	4	0.29	0.0006	17.1		
139.2	-13.2	229.2	74.8	1296.1	387.6	63.4	7.5	10.7	139.2	-13.2	60.7	Phanerozoic		0.08415	31.3	0.2533	32.65	0.02183	2	0.40	0.0050	11.8		
842.0	33.1	987.8	54.5	1327.5	57.7	605.8	26.9	63.4	842.0	33.1	85.2	Phanerozoic		0.08552	4.55	1.6453	5.51	0.13953	3.39	0.62	0.0483	4.45		
15.1	1.3	45.3	11.6	2168.4	595.1	171.1	2.7	0.7	15.1	1.3	34.7	Phanerozoic		0.13534	24.3	0.0436	26.66	0.00234	6	0.49	0.0013	15.5		
96.1	-5.7	118.8	32.5	602.0	133.4	41.6	5.9	16.0	96.1	-5.7	80.9	Phanerozoic		0.05996	23.2	0.1241	27.32	0.01502	7	0.58	0.0033	14.3		
11.4	1.7	51.1	17.5	2920.5	831.2	155.5	3.6	0.4	11.4	1.7	22.3	Phanerozoic		0.21195	29.7	0.0516	34.23	0.00177	2	0.56	0.0012	22.9		
62.4	20.3	85.6	24.1	794.6	207.5	85.3	8.0	7.8	62.4	20.3	72.8	Phanerozoic	error	0.06563	27.3	0.0880	28.18	0.00972	9	0.38	0.0067	9.42		
1076.4	34.7	1141.6	38.6	1267.6	26.3	666.9	12.2	84.9	1267.6	26.3	94.3	Phanerozoic		0.08293	2.17	2.0780	3.38	0.18173	2.67	0.79	0.0532	1.83		
985.1	25.5	990.0	33.6	1000.6	22.7	585.4	11.0	98.5	1000.6	22.7	99.5	Phanerozoic		0.07252	2.27	1.6513	3.39	0.16514	2.52	0.74	0.0466	1.88		
869.6	42.4	932.0	53.5	1082.6	44.7	707.5	40.0	80.3	869.6	42.4	91.3	Phanerozoic		0.07553	4.30	1.5940	5.74	0.14443	3.98	0.69	0.0416	5.65		
237.8	10.1	284.9	18.4	691.4	36.6	202.7	7.8	34.4	237.8	10.1	83.5	Phanerozoic		0.06350	5.51	0.3239	6.46	0.03758	3.70	0.57	0.0118	3.84		
11.6	1.9	58.6	17.6	3117.7	778.9	37.3	4.0	0.4	11.6	1.9	19.8	Phanerozoic		0.23966	16.0	0.0895	30.09	0.00180	7	0.56	0.0022	10.7		
195.3	14.3	228.7	22.4	588.5	49.5	180.7	9.2	33.2	195.3	14.3	85.4	Phanerozoic		0.05958	8.76	0.2527	9.77	0.03076	4.98	0.51	0.0105	5.07		
235.4	6.8	241.0	10.2	295.2	10.1	203.6	4.5	79.8	235.4	6.8	97.7	Phanerozoic		0.05222	3.27	0.2678	4.25	0.02719	2.51	0.59	0.0118	2.23		
243.1	9.4	230.9	17.7	109.0	7.4	194.6	8.2	223.0	243.1	9.4	105.3	Phanerozoic		0.04820	7.09	0.2554	7.65	0.03843	3.48	0.45	0.0113	4.20		

A.II.2 Parámetros de anisotropía de susceptibilidad magnética

El archivo “S2_AMS.pdf” contiene los datos de especímenes utilizados para el análisis de anisotropía de susceptibilidad magnética.

A.II.3 Parámetros de los tensores de esfuerzos

El archivo “S2_FSD_WT.xsl” contiene los datos de deslizamiento de falla utilizados para obtener los tensores de esfuerzos.