



Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Evolución y formación de Pangea: su control en la sedimentación de la Cuenca de Tarija a partir de datos paleomagnéticos del sur de Bolivia

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la
Universidad de Buenos Aires en el área Ciencias Geológicas

Lic. Leandro C. Gallo

Directores de tesis: Dra. Renata N. Tomezzoli
 Dra. Alejandra Dalenz Farjat
Consejero de Estudios: Dr. Ernesto O. Cristallini

Lugar de trabajo: Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA), Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

Buenos Aires, 2019

Fecha de defensa: 15 de marzo de 2019

Índice

Resumen	iii
Abstract	v
Agradecimientos	viii
1. Contexto geológico de la Cuenca de Tarija	1
1.1 Ubicación geográfica	1
1.2 Marco geológico	1
1.3 Antecedentes	4
1.3.1 Reseña estratigráfica	4
1.3.2 Antecedentes paleomagnéticos	12
2. Paleoclima durante el Paleozoico tardío	14
2.1 Temporalidad de la edad de hielo del Paleozoico tardío	16
2.1.1 Comienzo de la edad de hielo del Paleozoico tardío	17
2.1.2 El pico glacial del Carbonífero	18
2.1.3 Pennsylvaniano Medio a Superior: retroceso de los glaciares y calentamiento global	19
2.1.4 Pérmico inferior: ¿apogeo o ausencia glacial?	19
2.1.5 Declive de la edad de hielo del Paleozoico tardío (LPIA)	22
2.1.6 Aridización	22
2.2 Controversias y problemas a resolver	22
2.2.1 Criterios para el reconocimiento de actividad glacial	22
2.2.2 Glaciaciones en latitudes medias	23
3. Descripción estratigráfica e interpretación paleoambiental del Anticlinal de Iñiguazú	25
3.1 Descripción estratigráfica del anticlinal de Iñiguazú	27
3.1.2 Asociaciones de facies postglaciales	27
3.1.3 Asociaciones de facies semi-áridas a áridas	36
3.2 Implicancias paleoclimáticas	43
3.3 Restricciones de edad a partir de estudios paleomagnéticos previos	45
4. Paleomagnetismo y Pangea: la discusión histórica y una propuesta para su resolución	48
4.1 Introducción	49
4.2 Paleomagnetismo y Pangea	50
4.3 El análisis Dipolar Puro	53
4.3.1 La Curva de Deriva Polar Aparente de Gondwana: un análisis puramente dipolar	56
4.3.2 Correcciones teóricas por errores de inclinación, ¿es válido corregir teóricamente y por un único valor?	58
4.3.3 Resultados	60
4.4 Discusiones sobre el Análisis dipolar puro de la Curva de Deriva Polar Aparente de Gondwana durante el Paleozoico tardío: implicancias en la evolución de Pangea	66
4.5 Un enfoque no paramétrico para evaluar la precisión del ajuste de planos a nubes de puntos: hacia umbrales más confiables	74

5. Contribuciones paleomagnéticas	90
5.1 Metodología: Técnicas de muestreo y laboratorio	91
5.1.1 Trabajo de campo	91
5.1.2 Paleomagnetismo	92
5.1.3 Estudio de mineralogía magnética	94
5.2 Resultados paleomagnéticos	99
5.2.1 Angosto del Río Pilcomayo	102
5.2.1.1 Mineralogía magnética	105
5.2.1.2 Test de plegamiento	111
5.2.1.3 Corrección de la inclinación por el método de Elongación-Inclinación	112
5.2.1.4 Interpretación de los resultados	114
5.2.2 Quebrada de los Monos	122
5.2.2.1 Mineralogía magnética	125
5.2.2.2 Test del conglomerado	129
5.2.2.3 Corrección de la inclinación por el método de Elongación-Inclinación	130
5.2.2.4 Interpretación de los resultados	131
5.2.3 Terciario Subandino	137
5.2.3.1 Mineralogía magnética	139
5.2.3.2 Análisis de la magnetización remanente característica	140
5.2.3.3 Cuantificando la rotación mediante un método no paramétrico	141
6. Contribución paleoclimática en la resolución del enigma paleomagnético	143
7. Conclusiones	149
Bibliografía	152

Material Suplementario

Evolución y formación de Pangea: su control en la sedimentación de la Cuenca de Tarija a partir de datos paleomagnéticos del sur de Bolivia

Resumen

Durante más de 50 años de investigación, la base de datos paleomagnética se ha vuelto mucho más abundante y confiable. Sin embargo, al día de hoy persisten dudas respecto de la Curva de Deriva Polar Aparente (CDPA) de Gondwana para el Paleozoico tardío y, por lo tanto, de la paleogeografía asociada. La Pangea clásica de Wegener es la configuración convencional de los continentes antes del comienzo de la expansión del océano Atlántico durante el Jurásico Temprano. Sin embargo, las paleoreconstrucciones previas, que incluyen el proceso de amalgamamiento de Pangea, continúan sujetas a debate. El foco de la discusión se centra en la capacidad de la remanencia magnética de registrar de manera correcta la inclinación del campo paleomagnético. Aquí se implementó un método novedoso para el cálculo de la CDPA de Gondwana, evitando el uso de la inclinación paleomagnética mediante el método de intersección de círculos máximos que contienen el paleopolo y su sitio de muestreo. Esto purifica el análisis de errores de inclinación en rocas sedimentarias, contribuciones no dipolares y evita la necesidad de aplicar correcciones teóricas. Adicionalmente, y debido al sesgo inherente que existe en la intersección de círculos máximos, mediante simulaciones numéricas se propusieron reglas para la evaluación empírica del sesgo, con el objetivo de añadirle reproducibilidad al método.

Se realizaron estudios paleomagnéticos en los Grupos Macharetí, Mandiyutí, y Cuevo, aflorantes en tres perfiles en Bolivia meridional con el objetivo de aportar información al entendimiento de la cronoestratigrafía del Paleozoico tardío de la Cuenca. Asimismo, los datos paleomagnéticos fueron utilizados para realizar un análisis de paleolatitudes como función de tiempo. Se realizó el análisis de facies de los Grupos Mandiyutí y Cuevo de donde se desprende una impronta glaciar en las unidades carboníferas de la Cuenca de Tarija, que hacia el Pérmico cambian a sedimentación de ambientes desérticos y cálidos. Estas unidades registran la misma transición *icehouse-greenhouse* que otras cuencas paleozoicas de Gondwana occidental y proveen un punto de control clave de la evolución climática durante la formación de Pangea.

Al combinar el análisis paleolatitudinal, a partir de los datos paleomagnéticos, con la interpretación paleoclimática, se observa que el cambio marcado de facies sedimentarias concuerda con una deriva continental brusca de la cuenca hacia latitudes más bajas. La información paleoclimática interpretada es congruente tanto con los datos paleomagnéticos,

cómo con la paleolatitud obtenida a partir de la CDPA propuesta para Gondwana. De esta manera, dos métodos proveen de manera independiente la evolución paleolatitudinal de la Cuenca de Tarija. En consecuencia, se argumenta que la deriva continental marcada de Gondwana hacia latitudes bajas ejerce un control de primer orden en el cambio paleoclimático abrupto ocurrido entre el Carbonífero superior y el Pérmico inferior de la Cuenca de Tarija.

La posición de Gondwana para el Pérmico temprano conduce a un arreglo paleogeográfico que difiere de la clásica Pangea de Wegener para el Carbonífero tardío y Pérmico temprano. Es necesario desplazar Laurusia hacia el oeste en un arreglo de tipo "Pangea B" durante el Carbonífero superior que luego evoluciona, durante el Pérmico inferior, hacia la Pangea de Wegener aceptada para el Pérmico superior.

Formation and evolution of Pangea: controls on the sedimentation of the Tarija Basin from paleomagnetic data from southern Bolivia

Abstract

In over 50 years of paleomagnetic research, the available paleomagnetic pole determinations have become much more abundant and reliable. However, doubts persist regarding the Gondwana Apparent Polar Wander Path (APWP) for the upper Paleozoic and, therefore, to the associated paleogeography. The Wegener's classic Pangea, also known as A-type Pangea, is the conventional plate reconstruction before its breakup in the Early Jurassic prior to the opening of the North Atlantic. Nonetheless, previous paleogeographies, including the process of amalgamation of Pangea, has been a subject of debate for the past 50 years. This 50-year-old debate focuses specifically on magnetic remanence and its ability to correctly record the inclination of the paleomagnetic field. Here, a selection of paleopoles was made to find the great circles containing the paleomagnetic pole and the respective sampling site. The true dipole pole (TDP) was then calculated by intersecting these great circles, effectively avoiding nondipolar contributions and inclination shallowing, in an innovative method. Then, the paleogeographic implications of doing so are analyzed for the process of amalgamation of Pangea. Additionally, due to the inherent bias that exists at the intersection of maximum circles, numerical simulations propose rules of thumb for the empirical evaluation of bias with the objective of adding reproducibility to the method.

Paleomagnetic studies were carried out in the Macharetí, Mandiyutí and Cuevo Groups, outcropping in three profiles of southern Bolivia. The aim was to provide information on the understanding of the chronostratigraphy of the basin. Also, the paleomagnetic data was utilized to perform a paleolatitudinal analysis as a function of time.

The sedimentology of the Mandiyutí and Cuevo Groups was analyzed and suggest a glacial imprint in the Carboniferous units of the Tarija Basin which towards the Permian change to sedimentation of desert and warm environments.

When combining the paleolatitudinal analysis derived from the paleomagnetic data with the paleoclimatic interpretation, it is observed that the change in sedimentation agrees with a pronounced continental drift towards lower latitudes. The paleoclimatic information is congruent with both paleomagnetic data and paleolatitudes derived from the proposed APWP for Gondwana. Hence, two independent methods provide the paleolatitudinal evolution of the Tarija Basin. As a consequence, it is argued that the marked continental drift experimented by Gondwana towards lower latitudes exerts a first order control on the

abrupt paleoclimatic change occurred between the upper Carboniferous and the lower Permian of the Tarija Basin.

The interpreted position for Gondwana leads to a Pangea configuration that differs from Wegener's Pangea for the upper Carboniferous and early Permian. The analysis makes it necessary to slide Laurussia to the west in relation to Gondwana in a B-type Pangea during the Upper Carboniferous, later evolving, during the Early Permian, to reach the final A-type Pangea configuration of the Upper Permian.

Es buscando lo imposible que el hombre ha realizado lo posible.

Agradecimientos

En primer lugar, quiero expresarle mi más sincero agradecimiento a la Universidad de Buenos Aires. Su formación pública y gratuita me dio todas las herramientas para materializar mi vocación.

Al CONICET por otorgarme la beca que hizo posible estar escribiendo estas palabras.

A Renata Tomezzoli, mi querida directora, por su apoyo y bondad infinita y desinteresada. ¡Por su paciencia y por haberme dado la libertad de perseguir cualquier imposible, gracias!

A Alejandra Dalenz, por su ayuda durante las campañas y por ser una persona de luz.

A Ernesto Cristallini, por el apoyo y porque me abrió las puertas de la programación, un mundo donde todo es posible.

A toda la GD, que hacen que el día a día sea un placer. En especial a todos los que me acompañan desde el comienzo, a Carlita, Pablito, Flor, a Tomy. A todos aquellos que, sin quererlo, también ayudan.

A todo XR-Geomap, por hacer posible la logística que nos llevó a la selva, sin su ayuda todo hubiera sido imposible.

A mis amigos del corazón, esos que te dan ganas de gritar fuerte aguante todo.

A mi familia, por la paciencia infinita, por el apoyo infinito, por el amor infinito.

A mi viejo, por enseñarme a intentar siempre un poco más. A mi vieja, por despertarme la curiosidad que me caracteriza.

A Valen, mi amor, porque gracias a todos estos años juntos soy lo que soy, le dedico este trabajo de corazón.

Capítulo 1

Contexto geológico de la Cuenca de Tarija

1.1 Ubicación geográfica

La Cuenca neo-paleozoica de Tarija se extiende desde el Norte de Argentina (22° Sur) hasta alcanzar una angosta franja transicional entre los ríos Chapare y Yapacaní (17° -18° Sur) en Bolivia, donde se produce la inflexión de la Cordillera de los Andes (Figura 1.1) conocida también como Codo de Arica. Fue desarrollada en el Sudoeste de Gondwana cerca del margen Paleo-Pacífico y comparte su evolución con numerosas cuencas análogas y coetáneas de Sudamérica. Su ubicación geográfica actual sigue el lineamiento de las Sierras Subandinas y se encuentra limitada al noreste por el Cratón de Guaporé, al sudeste por el sistema de Santa Bárbara y al oeste por la Cordillera Oriental (Azcu y di Pasquo, 2000; Figura 1.1).

1.2 Marco geológico

En estas latitudes, los Andes conforman un cinturón orogénico que resulta de la convergencia entre la placa de Nazca y la Sudamericana. Este cinturón orogénico se extiende por más de 500km hacia el este y se puede dividir en 6 unidades morfoestructurales, que de oeste a este son: (1) la Cordillera de la Costa, conformada por rocas volcánicas Mesozoicas; (2) la Depresión Central, una cuenca de antearco interna; (3) la Cordillera Occidental, el arco volcánico actual rodeado de afloramientos volcánicos cenozoicos y algunos del Paleozoico tardío; (4) el sistema Puna-Altiplano, con afloramientos Paleozoicos, Mesozoicos y cenozoicos; (5) la Cordillera Oriental, formada por corrimientos con vergencia oriental que involucran basamento y retrocorrimientos; y (6) la faja plegada y corrida subandina, que conforma un cinturón sobrecorrido y plegado de lámina delgada formado por trenes anticlinales, continuos de rumbo NNE-SSO que involucra afloramientos paleozoicos a cenozoicos (Figura 1.2). Brooks et al. (2011) determinan el actual frente orogénico en el sistema de corrimientos de Mandeyapeca.

La Cuenca de Tarija sigue el lineamiento actual de las Sierras Subandinas (Figura 1.1). Se desarrolló sobre el margen sudoccidental de Gondwana, cerca del Paleo-Pacífico. Los orígenes del espacio de acomodación que dieron lugar a la cuenca son debatidos en función de la presencia o ausencia de un arco volcánico. La extensión de la cuenca sobre áreas cratónicas y la subsidencia homogénea la apuntan como una cuenca intracratónica (Franca y Potter, 1991) similar a otras vecinas, como las Cuencas de Karoo y Paraná. Sin embargo, la cercanía al margen activo de Gondwana sugiere a la carga tectónica como otro posible mecanismo de subsidencia, y en este caso su clasificación sería de cuenca de retroarco (Limarino y Spalletti, 2006). La acreción hacia el sur del terreno de Chileña sobre el margen occidental del Gondwana durante el Devónico tardío (Ramos et al., 1984) da comienzo a los

movimientos chánicos (Turner y Méndez, 1975). Dicha fase podría haber producido la deformación y levantamiento de la Protocordillera Oriental y el espacio que posteriormente es rellenado por los depósitos del Paleozoico tardío que dieron origen a la cuenca de Tarija donde se depositaron los sedimentos que conforman los Grupos Macharetí, Mandiyutí y Cuevo, objeto de estudio de la presente contribución. Independientemente del mecanismo que dio origen a la cuenca, la subsidencia es de media a baja (Di Pasquo y Azcuy, 1997a).

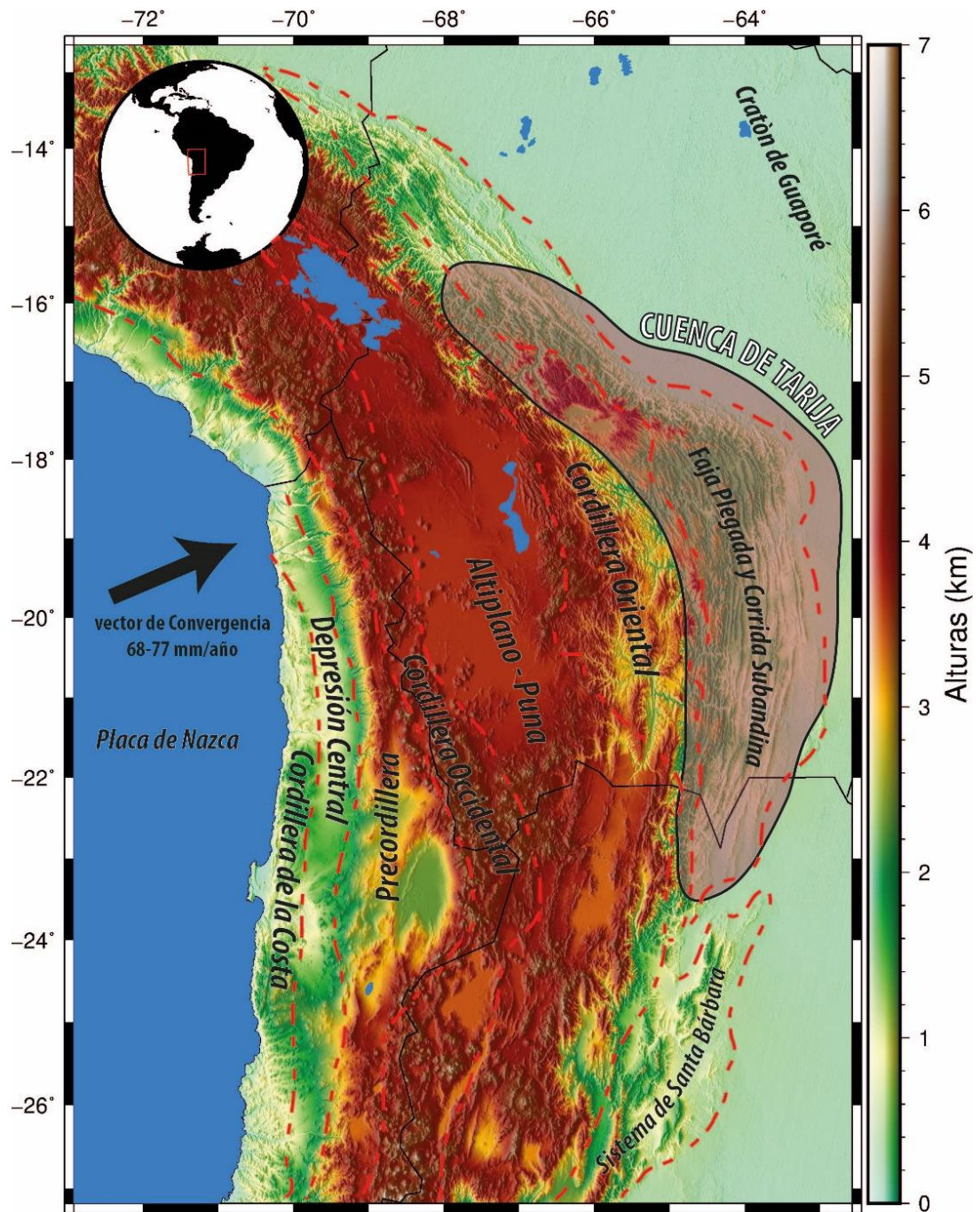


Figura 1.1 Ubicación geográfica de la Cuenca de Tarija y principales dominios morfo-estructurales de los Andes Centrales (Las líneas punteadas aproximan los límites entre provincias morfoestructurales).

1.3 Antecedentes

1.3.1 Reseña estratigráfica

Las rocas más antiguas del área corresponden a una serie de depósitos precámbricos a silúricos (Turner, 1979; Escayola et al., 2011) que representan el sustrato de la cuenca. Estos depósitos están cubiertos por una secuencia Siluro-Devónica depositada en un ambiente marino somero (Starck, 1995), formado por ciclos de transgresión-regresión producto de variaciones del nivel eustático (Albariño et al., 2002). Estas unidades se dividen en tres Supersecuencias: Cinco Picachos, Las Pavas y Aguaragüe (Starck, 1995). La supersecuencia Cinco Picachos comienza con un banco de diamictitas de no más de 50 metros de espesor que se conoce como Formación Zapla de edad ordovícica superior y es interpretada como producto de la glaciación hirnantiana (Díaz Martínez y Grahn, 2007; Aceñolaza et al., 1999; Monaldi y Boso, 1987); por encima apoya una secuencia de lutitas monótonas y areniscas arcillosas conocida como Formación Kirusillas, principal nivel de despegue de los corrimientos que estructuran la faja plegada y corrida subandina a partir del Neógeno. La Supersecuencia Las Pavas está separada de la anterior por una superficie de inundación neta. Posee un total de 900 metros de espesor aproximadamente, que se dividen en ciclos grano y estratocrecientes. Las facies descritas se encuadran en ambientes de plataforma distal para las pelitas, que constituyen la Formación Icla. Hacia el techo gradan a las areniscas de ambientes de plataforma proximal y fluviales continentales de la Formación Huamampampa (Ulrich, 1892; Aramayo Flores, 1989), que en ciertos sectores de la cuenca actúa como roca reservorio del sistema petrolero. La supersecuencia Aguaragüe posee espesores de alrededor de 1000 metros y está formada principalmente por pelitas oscuras de plataforma distal con intercalaciones delgadas de areniscas, que podrían representar eventos de tormenta. Conocida como Formación Los Monos (Mather, 1922), este horizonte actúa como nivel de despegue superior de la faja plegada y corrida y conforma la principal roca madre del sistema petrolero. Hacia el techo del Grupo se desarrollan facies proximales arenosas de la Formación Iquiri.

El relleno Paleozoico tardío de la Cuenca de Tarija fue dividido tradicionalmente en los Grupos Macharetí, Mandiyutí, Cuevo y Tacurú (Starck, 1993b). Separada por una discordancia erosiva, la sedimentación neo-paleozoica se inicia con el relleno de paleovalles labrados sobre el sustrato devónico de la Supersecuencia Aguaragüe (Mingramm et al., 1979; Salfity et al., 1987). El origen de dicha discordancia es debatido, pero existen evidencias

geológicas que la ubican como producto de la fase orogénica Chánica (Turner y Méndez, 1975). Por un lado, se puede comprobar un hiato de decenas de millones de años entre el techo de la formación Los Monos, de edad givetiana-frasniana (Vistalli, 1989; Ottone, 1996) y la Formación Tupambi, de edad Pennsylvaniano (Azcuy y Laffitte, 1981; Azcuy et al., 1984) a Mississipiano (viseana a namuriana en los pozos Iñiguazu x-4; Cuellar y Pradel, 1997). Este lapso de tiempo no representa un hiato no depositacional como se deduce de la presencia de palinomorfos retrabajados del límite Devónico-Carbonífero y del Carbonífero temprano en todas las formaciones del Carbonífero Superior (Di Pasquo y Azcuy, 1997 a y b), indicando una discordancia erosiva que desbastó una considerable cantidad de sedimentos devónicos estudiados largamente (Suarez Soruco y López Pugliesi, 1983; Suarez Soruco y Lobo Boneta, 1983; Perez Leyton, 1990; Lakin et al., 2014; Wicander y Playford, 2013, entre otros)

El Carbonífero presenta un arreglo estratigráfico de primer orden, en el que se asigna la distribución de facies a los grupos Macharetí y Mandiyutí (Reyes, 1972; Figura 1.2 y 1.3). Ambos grupos se caracterizan por una impronta glacial fuerte y variaciones laterales repentinas, que dificultan las interpretaciones sobre el tipo de ambientes depositacionales así como también las correlaciones y dataciones. Además, la escasez de microfósiles o niveles de tobas impiden dataciones precisas. Los Grupos Macharetí y Mandiyutí comienzan con facies predominantemente arenosas que reposan sobre una superficie erosiva y finalizan con facies finas y diamictitas (Figura 5.3). Las secciones arenosas inferiores presentan variaciones de espesor irregulares mientras que las pelíticas/diamictíticas presentan mayor regularidad. Esta ciclicidad fue atribuida a los avances y retrocesos de los casquetes polares que cubrían el sur del Gondwana (Starck y Del Papa, 2006; Schulz et al., 1999; Viera y Hernández, 2001; entre otros).

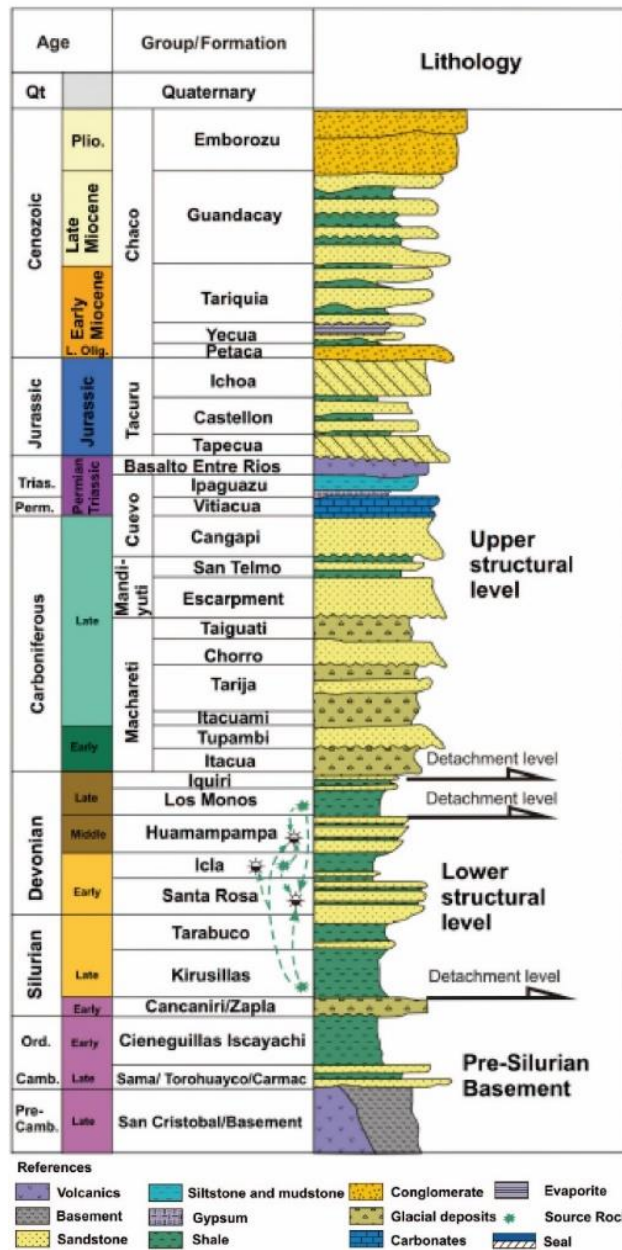


Figura 1.2 Columna estratigráfica simplificada (tomado de Giampaoli y Rojas Vera, 2018).

1.3.1.1 Grupo Machareti

El Grupo Machareti está conformado por las Formaciones Tupambi, Itacuami y Tarija en Argentina (Harrington, 1922 en Suarez Soruco y Díaz Martínez, 1996). En Bolivia, se reconocen adicionalmente las Formaciones Itacua, Saipurú, Chorro y Taiguati (Suarez Soruco y López Pugliesi, 1983; Suarez Soruco y Lobo Boneta, 1983; Perez Leyton, 1990). La Formación Tupambi es muy irregular, es de carácter principalmente arenoso y fue depositada en un ambiente fluvial, deltaico y lacustre (Starck y Del Papa, 2006), donde se reconocen sedimentos de relleno de canal (ciclos granodecrecientes) y progradación de barras de

desembocadura en ambientes lacustres (ciclos granodecrecientes). Existen numerosos registros de palinomorfos Viseanos en la Formación Tupambi. La Formación Itacuamí está compuesta por pelitas laminadas con lentes arenosos, en donde las laminaciones tipo varves son comunes, mientras que la Formación Tarija está formada por bancos potentes de diamictitas grises, con matriz pelítica y clastos polimícticos (López Gamundi, 1986; del Papa y Martínez, 2001; Starck y Del Papa, 2006), intercaladas con bancos de areniscas con gradación normal e inversa. Dentro de esta Formación fueron descritos pavimentos estriados (Starck, 1993 b). La Formación Tarija representa el clímax de Edad del Hielo del Paleozoico (Starck y del Papa, 2006).

Cabe destacar que es difícil determinar si estos litosomas, separados generalmente por contactos netos, tienen un significado cronoestratigráfico o simplemente representan cambios abruptos de facies sin significado temporal. Estas superficies pueden ser correlacionadas entre afloramientos o pozos cercanos, sin embargo, no es posible extrapolarlas regionalmente dentro de la cuenca.

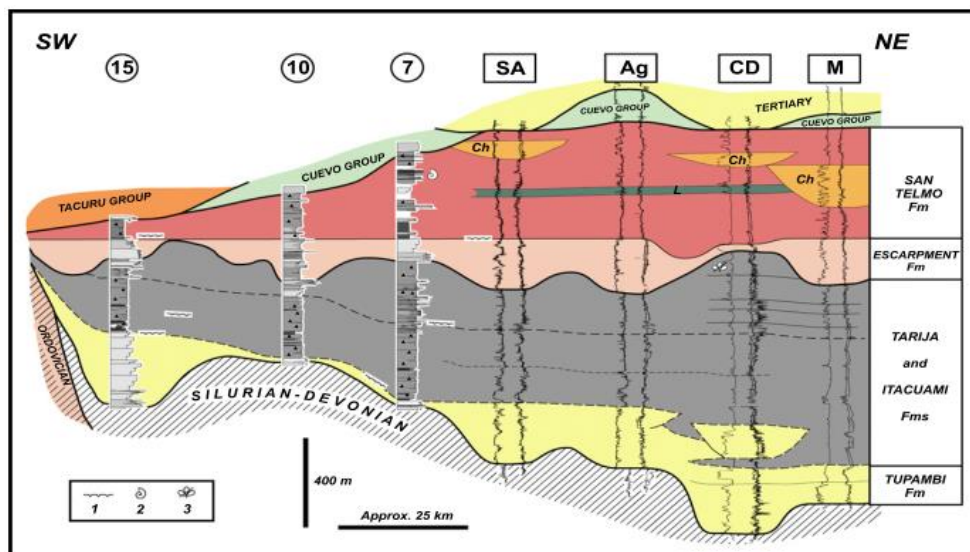


Figura 1.3 Tomado de Starck y Del Papa, 2006. Correlación regional SO-NE. 15, Pluma Verde; 10, Lipeito; 7, Balapuca. SA, pozo en las Sierras de San Antonio; Ag, pozo en Sierras de Aguargüe. CD, pozo en Campo Durán; M, pozo en Madrejones; Ch, Miembro Chimeo; L, Miembro Yaguacua. 1, pavimentos estriados; 2, restos de invertebrados; 3, restos de plantas. Este esquema es válido en la Argentina. En Bolivia, hacia el río Pilcomayo desaparecen las facies de la Fm. Tarija y vuelven a aparecer en Santa Cruz de la Sierra.

1.3.1.2 Grupo Mandiyutí

Se apoya en discordancia sobre el Grupo Macharetí (Mather, 1922; Figura 1.3). Tal como ocurre en el caso del Grupo Macharetí, la discordancia basal del Grupo Mandiyutí involucra un paleorelieve importante, que si bien no muestra angularidad, la erosión pudo haber

alcanzado hasta 500 m de desnivel. Esta profunda incisión se asocia a un descenso del nivel de base (Starck et al., 1993b). Durante ese tiempo, la Formación Tarija fue severamente meteorizada, originándose de ésta manera el brechamiento y coloración que se observa en su tope (Di Pasquo y Azcuy, 1999), en algunos afloramientos.

El Grupo Mandiyutí, con un espesor máximo de 1000 m, comprende dos formaciones: la Formación Escarpment (White, 1923), también conocida como Formación Las Peñas, y la Formación San Telmo.

1.3.1.2.1 Formación Escarpment o Las Peñas

La Formación Las Peñas, o su contraparte en Bolivia, Formación Escarpment, comprende canales amalgamados de areniscas ocupando paleovalles incisos profundamente. Su nombre proviene de la morfología escarpada de sus afloramientos. Sus espesores varían hasta 600 metros. Su depositación es atribuida a sistemas fluviales arenosos confinados en los valles. Se observan secuencias grano-crecientes muy bien desarrolladas que pueden superar los 50 m de espesor. Estos sedimentos fueron depositados principalmente en ambientes fluviales asociados a lagos someros. Las asociaciones de facies sugieren sistemas de múltiples canales desarrollados dentro de los paleovalles. Las secuencias lacustres tienen menor espesor y su presencia más restringida indica que estuvieron localizados en algunos depocentros aislados. La presencia de esporas de licofitas y esfenofitas de hábitat hidrofílico soporta la interpretación de un ambiente de tipo lacustre (di Pasquo y Azcuy, 1999). Varios campos petroleros deben su producción de gas y petróleo a estas unidades (Starck et al., 2002).

1.3.1.2.2 Formación San Telmo

La Formación San Telmo sobreyace a la Formación Escarpment mediante un contacto neto y claro. Fue descrita en la serranía del Candado por White (1923), que la definió como localidad tipo. Se compone de diamictitas y pelitas, separadas por una sección central compuesta por areniscas. El ambiente de depositación está relacionado con ríos entrelazados y lagos clásticos someros con influencia glacial. Yace en concordancia sobre la anterior (Starck y Del Papa, 2006) y sin tener en cuenta anomalías locales, exhibe un espesor relativamente constante, con algunos marcadores estratigráficos que pueden seguirse por decenas de kilómetros, lo que hace que esta unidad sea una de las más correlacionables de la Cuenca de Tarija. Su espesor total puede exceder los 500 metros. Sobre el contacto con la Formación Escarpment, en la sierra de San Antonio fueron descritas estrías glaciales (di Pasquo y Azcuy, 1999).

Originalmente White (1923) reconoció tres miembros que años más tarde fueron validados por Padula y Reyes (1958): Miembro Yaguacua, Miembro Chimeo y Miembro Caguami de base a techo respectivamente.

El Miembro Yaguacua está formado principalmente por lutitas oscuras laminadas con intercalaciones de arreglos grano-crecientes de areniscas con laminación ondulítica. Las facies finas de este miembro presentan palinomorfos (*Botryococcus* y *Tetraporina algae*; di Pasquo et al., 2001) de implicancia paleoambiental. Este intervalo se reconoce tanto en afloramiento como en pozos y su continuidad lateral lo destaca como un marcador útil en las sierras de San Pedrito, Porcelana, Ramos, San Alberto e Iñiguazú. Su continuidad es a veces interrumpida por la incisión del Miembro Chimeo. Las facies presentes sugieren que el Miembro Yaguacua fue depositado en un ambiente lacustre de tipo clástico y somero asociados a fluviales efímeros con desarrollo de barras deltaicas. Algunos lacustres presentan influencia glacial mientras que otros no.

El Miembro Chimeo presenta geometría de relleno de valle y está compuesto principalmente por areniscas gruesas y medias bien seleccionadas. Las facies principales son de canales lenticulares con estratificación entrecruzada planar y en artesa. En algunos sectores se observan facies eólicas (Dalenz Farjat, com. pers.). Los espesores de esta unidad pueden ser de hasta 400 m y estar ausentes en ciertos sectores de la cuenca. El Miembro Chimeo está asociado a ambientes fluviales arenosos.

El Miembro Caguami se ubica por encima del Miembro Chimeo mediante un contacto neto. Su espesor varía de 20 a 80 m debido a una discordancia que afecta su techo. Está compuesto principalmente por diamictitas rojas masivas con intercalaciones de areniscas con estratificación entrecruzada. Las diamictitas presentan clastos pulidos, estriados y facetados. El Miembro Caguami se asocia a un retorno de la actividad glacial.

1.3.1.3 Grupo Cuevo

El Grupo Cuevo (Schlatter y Nederlof, 1966) o Supersecuencia Cuevo *sensu* Sempere (1990), representa en la cuenca Tarija la culminación de los depósitos neopaleozoicos. Sus características tectosedimentarias muestran diferencias notables con los dos Grupos anteriores: Macharetí y Mandiyutí *sensu* Starck (1995). La depositación de secuencias carbonáticas, la desaparición de condiciones glaciales o periglaciales y una tasa baja de subsidencia, marcan las diferencias principales. El Grupo Cuevo, se apoya en discordancia erosiva sobre la Formación San Telmo del Grupo Mandiyutí. Tradicionalmente el Grupo

Cuevo estuvo constituido por las Formaciones Cangapi, Vitiacua e Ipaguazú. Las dos primeras formaciones asignadas al Pérmico, están separadas de la formación superior, de edad triásica media, por una discordancia clara labrada sobre brechas calcáreas en el techo de la Formación Vitiacua. Sin embargo, aún en la actualidad no hay un consenso establecido en cuanto a la edad de las formaciones en cuestión. Hacia el techo de la Formación Vitiacua, se encontró una fauna de bivalvos monótididos que permitiría asignarla al Triásico superior (Noriano; Suárez-Riglos y Dalenz Farjat, 1993; McRoberts, 2010)). En la Argentina, la distribución de estas unidades es muy localizada y se halla confinada al sector Norte de las Sierras Subandinas (anticlinal de Macuetá, ríos Caraparí, Bermejo, Toldos, Lipeo y Baritú). Cabe señalar el hallazgo reciente de sedimentitas de este grupo más al Sur, en los alrededores del río Cañas (Dalenz Farjat, com. pers.). Los depósitos más importantes se hallan en Bolivia, en la región de Entre Ríos. En la Argentina, ambas unidades no superan los 200 m de espesor.

1.3.1.3.1 Formación Cangapi

Definida por Mauri et al. (1956), su localidad tipo se encuentra en la sierra de Tatarenda en Bolivia. En la Argentina aflora únicamente en el sector Norte de las Sierras Subandinas, en las localidades previamente mencionadas del Grupo Cuevo. Sus espesores varían entre 50 y 160 metros.

La Formación Cangapi se compone principalmente de areniscas con escasas intercalaciones de pelitas y calizas. Ocasionalmente puede estar presente un conglomerado basal delgado sobre el que se disponen areniscas finas hasta medianas, cuarzosas, friables, de tonalidades blanquecinas a rojizas en bancos de hasta 10 m de potencia y con estratificación entrecruzada. Las pelitas son macizas, de color rojizo y se intercalan en bancos de variado espesor. Las calizas en parte arenosas son de color gris oscuro y tienen nódulos de calcedonia.

Se interpreta como un sistema depositacional fluvio-eólico de posición intermedia a distal, formado por un campo de dunas de dimensiones amplias y estructuras características asociadas, el cual es favorecido por el desarrollo de un clima árido en sentido regional. Hacia el tope se intercalan niveles silíceos y calcáreos que marcan la transición a la unidad suprayacente (Sempere, 1990; Tomezzoli, 1996).

Esta unidad no ha presentado fósiles y su antigüedad se halla estrechamente vinculada con la atribuida a la Formación Vitiacua suprayacente. En varias localidades del sector Sur de las Sierras Subandinas de Bolivia, la Formación Cangapi yace en sobre una leve discordancia

sobre el miembro superior de la Formación San Telmo. Esto cual indica que no existe un hiato cronológico entre ambas formaciones y consecuentemente una edad Carbonífero superior-Pérmico inferior para la Formación Cangapi (Sempere, 1990; Tomezzoli, 1996).

1.3.1.3.2 Formación Vitiacua

Su localidad tipo se halla en la sierra de San Antonio en Bolivia y sus afloramientos se extienden hacia el Norte hasta la latitud de Macharetí. En la Argentina aflora en las mismas localidades citadas para el Grupo Cuevo. La potencia de la Formación Vitiacua tiene una amplitud muy reducida que varía entre 10 y 35 metros. Sus mejores exposiciones se ubican en la localidad de Alarache, aguas arriba del río Bermejo.

La Formación Vitiacua se apoya en concordancia sobre la Formación Cangapi con un pasaje casi transicional. Es una unidad esencialmente carbonática compuesta por varios ciclos de calizas silicificadas, macizas o parcialmente laminadas de colores grises hasta morados. Aparecen interestratificadas capas pelíticas y areniscosas, estas últimas con estructuras frecuentes en hueso de arenque (herringbone) y estratificación, entrecruzada en artesa.

Estos ciclos carbonáticos están separados por superficies de inundación marcadas, que corresponderían a secuencias de somerización dentro de un cuerpo de agua somero o plataforma marina poco profunda, donde se desarrollaron facies de subambientes supratidales, intertidales y subtidales. Las intercalaciones de pelitas se habrían originado en amplias planicies de mareas de baja energía (Starck et al., 1993a; Tomezzoli, 1996).

En Bolivia, el hallazgo del pez *Coelacantus* cf. *granulatus* (Beltan et al., 1987), corrobora el paleoambiente marino de depositación. Nuevos estudios paleontológicos, incluyendo el análisis de asociaciones palinológicas, permiten ubicar esta unidad en el Pérmico medio a superior (Sempere et al., 1992).

El paleoambiente propuesto para esta unidad comprende un ambiente marino restringido, que representa, en el ámbito Sur de las Sierras Subandinas, una transgresión de extensión regional. La misma habría comenzado durante el Pérmico medio y estaría vinculada con otras transgresiones ocurridas en el Gondwana bajo condiciones cálidas, luego de la desaparición de los hielos. Este episodio representa un momento de alto nivel del mar o “*highstand*” que inundó sectores del Gondwana involucrando la Formación Iratí en la cuenca Paraná, la Formación Withehill en la cuenca Karoo y habría alcanzado inclusive Australia (Sempere, 1990).

1.3.1.3.3 Formación Ipaguazú

Su localidad tipo se encuentra en el anticlinal Ipaguazú expuesto en el río Salado en la Sierra de Suaruro, en Bolivia. Hacia el Sur, en territorio argentino, sus afloramientos se restringen a las márgenes de los ríos Lipeito, Lipeo y Bermejo. Comienza con una brecha kárstica elaborada a expensas de la unidad precedente (Starck *et al.*, 1993b) y el contacto superior está marcado por una superficie neta o suavemente erosiva por encima de la cual se apoya el Grupo Tacurú (del Jurásico). En la región del río Grande, perteneciente al Subandino Sur boliviano, el techo de la formación está marcado por una discordancia pre-cretácica, infrayaciendo algunas veces al Basalto de Entre Ríos.

La formación está compuesta principalmente por limolitas rojas, con intercalaciones pelíticas y de areniscas muy finas del mismo color. En ciertas secciones contiene intercalaciones de yeso. Esta formación fue depositada en un ambiente lacustre bajo condiciones climáticas áridas atestiguadas por su coloración y el contenido de yeso. Su espesor promedio se encuentra entre 30 y 90 metros.

En los niveles estudiados no se encontraron fósiles. En base a correlaciones regionales más actuales (Starck *et al.* 1993b) se considera que la Formación Ipaguazú sería triásica media a inferior y equivalente a la parte superior del Grupo Passa Dois en la Cuenca Paraná (Brasil) y al Grupo Beaufort de la cuenca de Karoo (Sudáfrica). Asimismo, Sempere (1990) asigna en base a dataciones isotópicas efectuadas sobre rocas plutónicas y volcánicas edades del Triásico medio y superior. La alternancia entre pelitas y areniscas puede ser interpretada como pequeñas barras deltaicas progradantes con una tendencia granocreciente conspicua, a la vez que un tipo de ciclicidad no muy frecuente en ambientes lacustres; otra posibilidad que nos permite interpretar las diferencias texturales observadas, se relacionaría con variaciones en la granulometría del material introducido al lago por corrientes fluviales vinculadas con épocas de mayor estiaje, originando ciclos transgresivo-regresivos, que ponen de manifiesto una marcada inestabilidad en la línea de costa (Tomezzoli, 1996).

1.3.2 Antecedentes paleomagnéticos

En el año 1956 Kenneth Creer y colaboradores comenzaron un relevamiento paleomagnético pionero en Sudamérica. Los resultados integrales fueron publicados en una serie de 5 trabajos de la *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* (Creer, 1970a, 1970b, 1970c, 1970d, 1970e, 1970f). Este relevamiento abarcó ciertas secciones neo-paleozoicas de la Cuenca de Tarija aflorantes en Bolivia incluyendo estratos del Ordovícico al Carbonífero (Formaciones Sama, Zapla, Los Monos, Tupambi, Tarija, Escarpment y San Telmo). Si bien

estos trabajos no cumplen con los criterios modernos de confiabilidad, los resultados indicaron que las magnetizaciones eran previas a la deformación que estructuró la zona. Además, Collinson (1966) estudia las propiedades magnéticas en rocas de la Formación Taiguati (ver Figura 1.2) de la colección de Creer y concluye que la remanencia de las mismas es portada tanto por hematita detritica (especularita) como pigmentaria, esta última formada durante el proceso de depositación.

Posteriormente, Ernesto y Rocha Campos (1984) realizan un estudio paleomagnético de la Formación Los Monos obteniendo direcciones estables y concordantes con la Curva de Desplazamiento Polar Aparente de Gondwana para el Período Devónico.

Ernesto et al. (1988) estudiaron una serie de secciones carboníferas a lo largo del cinturón subandino, incluyendo el angosto del Río Pilcomayo. En función de las posiciones paleopolares obtenidas y al compararlas con aquellas disponibles para aquel entonces (la base de datos de Sudamérica contaba con sólo 7 polos paleomagnéticos para el Paleozoico entero) concluyeron, de la misma manera que Creer (1970 a), que las direcciones eran primarias pero posiblemente presentaban rotaciones según ejes verticales.

Años después, Libarkin et al. (1998) sugieren, en base a un muestreo posterior del angosto del río Pilcomayo junto a otras localidades, que los estratos rojos paleozoicos fueron remagnetizados durante el plegamiento andino en el Neógeno, en base a una prueba del conglomerado modificada y un test de plegamiento. Gilder et al. (2003) analizaron en detalle las direcciones obtenidas por Libarkin et al. (1998). Al desagregar las localidades, encuentran que al excluir una localidad del análisis de Libarkin et al. (1998) obtienen un máximo agrupamiento de las direcciones al $99\pm 3\%$, indicando una magnetización pre-tectónica. En sintonía, Roperch et al. (2000) encuentran serias contradicciones en la interpretación de remagnetizaciones terciarias, argumentando que el 90% de los sitios muestreados poseen magnetizaciones reversas. Remagnetizaciones durante el Terciario, donde las reversiones de polaridad magnética son frecuentes, concluirían en complejos cambios de polaridad. Como conclusión, Roperch et al. (2000) sostienen que las magnetizaciones, son de edad paleozoica y adquiridas durante el Supercrón Kiaman.

Durante el año 2014 se realizó un estudio paleomagnético del Grupo Cuevo en la zona de Yacuiba (Gallo, 2014). En este estudio, se pudieron observar magnetizaciones primarias altamente estables con un registro adecuado del campo magnético terrestre.

Capítulo 2

Paleoclima durante el Paleozoico tardío

A lo largo de la historia fanerozoica de la tierra, el clima del planeta osciló entre dos estados climáticos dominantes: *icehouse* y *greenhouse*. Dichos estados de la tierra duran por millones de años, no se deben confundir con los períodos glaciales e interglaciales forman parte de los *icehouses* que palpitan con diferentes frecuencias. Durante el Paleozoico tardío y hasta el Mesozoico transcurrió un tiempo de grandes agitaciones en la tierra con cambios climáticos severos y crisis bióticas. La edad de hielo del Paleozoico tardío (LPIA, por sus siglas en inglés: Late Paleozoic Ice Age) representa el intervalo glacial más largo e importante del Fanerozoico y tuvo como consecuencia la formación de depósitos glaciales en la mayoría de las cuencas paleozoicas de Sudamérica, Sudáfrica, India, Antártida y Australia (Limarino et al., 2014b). La glaciación del Paleozoico tardío fue reconocida primeramente en el registro estratigráfico hace alrededor de 100 años y su reconocimiento contribuyó al concepto de una gran masa continental ubicada en latitudes australes, Gondwana (Du Toit, 1937). Dichas glaciaciones comenzaron alrededor de 340-330 millones de años atrás y conformaron el último *icehouse*, el más agudo y longevo del que se tiene registro en la tierra (Montañez y Poulsen, 2013). Las condiciones glaciales persistieron por ≈ 70 Ma (Veevers y Powell, 1987) y la desaparición del *icehouse* se considera como el único registro geológico de una transición a *icehouse-greenhouse* (Gastaldo et al., 1996; Montañez et al., 2007).

Los primeros modelos de la LPIA adoptaron el concepto de una única masa de hielo cubriendo gran parte de la superficie gondwánica con algunos avances y retrocesos glaciares (e.g. Veevers y Powell, 1987). Esta interpretación se sostuvo en la presencia de facies fluvio-deltaicas y marinas con patrones verticales sistemáticos (*i.e.* ciclotemas) en numerosas cuencas de Norte América y se interpretaron como oscilaciones del nivel del mar, producto del avance y retroceso glacial en Gondwana. Dichas fluctuaciones del nivel del mar, que pudieron alcanzar desde 60 a 200 m, requerían la presencia de un casquete glacial con un volumen estimado en $150 \times 10^6 \text{ km}^3$ (e.g. Wanless y Shepard, 1936). Por estas razones, en las reconstrucciones paleogeográficas de Gondwana siempre se ilustró una capa masiva de hielo cubriendo la Antártida y sus áreas adyacentes (e.g. Veevers y Powell, 1987; Figura 2.1).

Pennsylvanian: 300 Mya

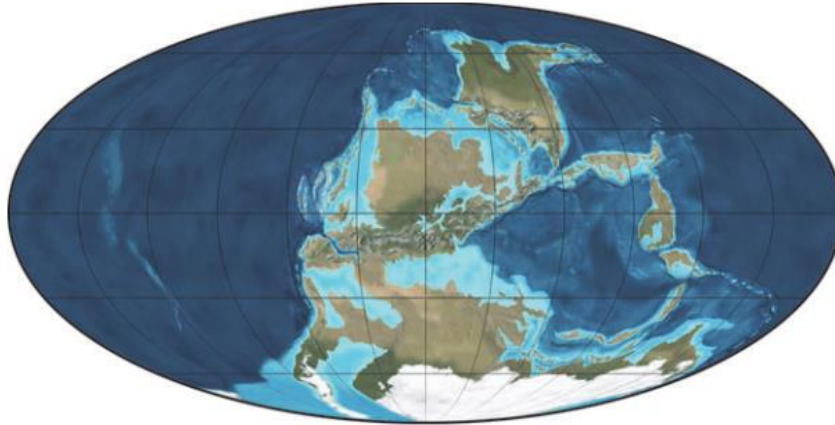


Figura 2.1 Reconstrucción paleogeográfica del Pennsylvánico (300 Ma) ilustrando la visión de un único casquete polar, prolongado en el tiempo y ubicado en latitudes australes (tomado de Blakey, 2008).

Sin embargo, durante las últimas dos décadas, se estableció una visión dinámica y caracterizada por eventos sucesivos y discretos de glaciación extrema y corta duración. Estos eventos, que se pudieron haber extendido de 1 a 8 Ma, se intercalaron con otros de condiciones disminuidas o sin hielo (Fielding et al., 2008a; Fielding et al., 2008c; Isbell et al., 2012, 2003). Si bien la LPIA se encuentra en el foco de estudio de numerosos grupos de investigación de todo el mundo, la temporalidad, la distribución geográfica y la correlación de los glaciares gondwánicos durante la LPIA se encuentra al día de hoy, poco constreñida (Montañez y Poulsen, 2013; Moxness et al., 2016).

2.1 Temporalidad de la Edad de Hielo

2.1.1 Comienzo de la edad de hielo del Paleozoico tardío

La LPIA comenzó con una serie de eventos probablemente de corta duración, principalmente localizados en América del Sur como pequeños centros de hielo en el Devónico Superior y Tournasiano (Caputo et al., 2008). Esta glaciación, descrita inicialmente en tres cuencas en Brasil, se encuentra actualmente bien documentada en Bolivia, Perú, la República de África Central, Níger y los Estados Unidos (Isaacson et al., 2008; Starck, 1995).

Durante el Mississippiano Temprano a Medio (Carbonífero temprano a medio), el hielo se expandió en otras áreas peri-polares del sur de Gondwana (Figura 2.2) (Holz et al., 2008; Limarino et al., 2006). Coetáneamente, esta expansión se refleja en el inicio de los ciclotemas en Euramérica que se encontraban en zonas de baja latitud (Bishop et al., 2010). Un clima dinámico se instaure para el fin del Mississippiano, sugerido en el registro fósil por flora de

clima cálido intercalada con floras de climas fríos típicamente gondwánicos (Ianuzzi y Pfefferkorn, 2002) y superposiciones graduales de fluctuaciones del mar dentro de un nivel relativamente estable (Eros et al., 2012). El impacto de esta etapa glacial afecta la vida marina donde se observa una extinción masiva de segundo orden (Stanley y Powell, 2003).

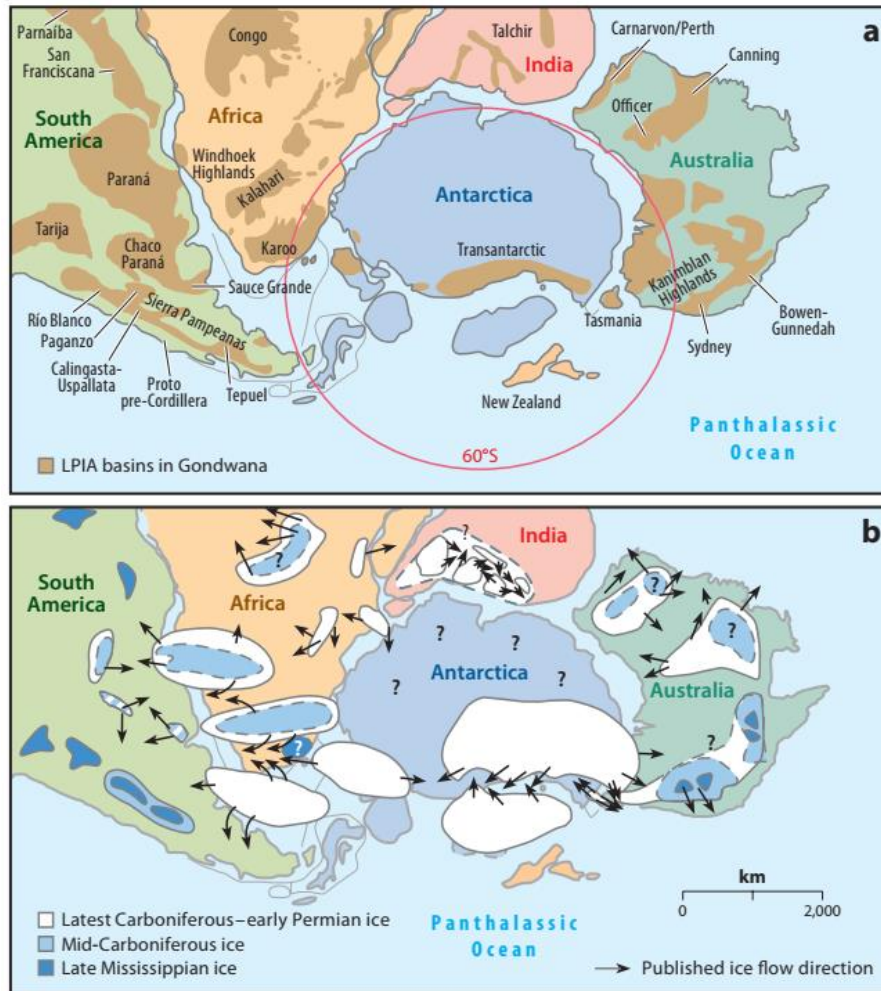


Figura 2.2 Perspectiva polar de la paleogeografía de las cuencas paleozoicas de Gondwana y los altos (a). Extensión areal de las regiones englazadas durante el Carbonífero tardío – Pérmico temprano (b). Tomado de Montañez y Poulsen (2013).

2.1.2 El pico glacial del Carbonífero

Durante el Missisippiano Tardío y a lo largo del Pennsylvaniano Medio se observa en el registro geológico una expansión de los centros glaciales a lo largo de Gondwana austral (Figura 2.2). Estudios recientes de sucesiones delimitadas cronoestratigráficamente apuntan a dos o posiblemente tres episodios glaciales discretos separados por periodos interglaciales. El primer episodio glacial ocurre en el límite superior del Missisippiano (323.2 Ma) con el desarrollo de centros glaciales en Australia occidental y oriental (Fielding et al., 2008d), la cuenca de Paganzo en Argentina (Gulbranson et al., 2010; Limarino et al., 2006), la cuenca

de Karoo (Isbell et al., 2008a) y la cuenca de Paraná (Holz et al., 2008; Rocha-Campos et al., 2008). Cabe destacar que no se describe la presencia de glaciares continentales en la Antártida (Isbell et al., 2008b).

La desaparición de los glaciares en la cuenca de Paganzo para el Bashkiriano medio (Gulbranson et al., 2010) y la pérdida temporal de hielo en Australia oriental (Fielding et al., 2008b) indicaría que la parte final del Pennsylvaniano temprano sufrió una contracción de la glaciación que se revertiría algunos millones de años después.

La segunda fase glaciaria principal del Pennsylvaniano se registra en los depósitos de característica glacial a lo largo de Gondwana en latitudes polares y medias (Figura 2.2). En primer lugar hay registros de una glaciación renovada en Australia oriental (Fielding et al., 2008b) y en las cuencas brasileras de Parnaíba y Paraná (Caputo et al., 2008; Holz et al., 2008). En segundo lugar, hay registros de la aparición de hielo (Grupo Ecça) en la cuenca sudafricana de Karoo (Isbell et al., 2008a). En el margen oeste, en la cuenca de Paganzo, si bien no existen observaciones de acción directa glacial sí se observan depósitos relacionados con enfriamiento datados entre $315,46 \pm 0,07$ Ma and $312,82 \pm 0,11$ Ma (Gulbranson et al., 2010).

2.1.3 Pennsylvaniano medio a tardío: retroceso de los glaciares y calentamiento global.

Durante el Carbonífero tardío se registra un aumento del nivel eustático prolongado (de una duración de ≈ 9 Ma). A este nivel alto de mar se superponen sucesivas fluctuaciones de menor orden (≈ 1 Ma) a lo largo de los trópicos de Pangea (Belt et al., 2011).

Cabe destacar que el registro de acción glaciaria directa durante este periodo de ≈ 9 Ma es equívoco debido a la escasez de controles cronoestratigráficos, una limitación frecuente en la mayoría de las cuencas paleozoicas de Gondwana. De acuerdo a Gulbranson et al. (2010), la cuenca de Paganzo presentaba condiciones netamente áridas y no estacionales para el Pennsylvaniano tardío (≈ 310 Ma), significativamente antes que las propuestas de trabajos previos (e.g. Limarino y Spalletti, 1986). Es decir, para el Pennsylvaniano medio a tardío, el hielo ya se había retirado de las cuencas de Paganzo (Gulbranson et al., 2010; Limarino et al., 2006) y del este de Australia (Fielding et al., 2008a).

La ausencia de casquetes de hielo continental, junto con la ausencia generalizada de depósitos glaciogénicos en la Antártida argumenta en contra de un casquete glacial generalizado en el hemisferio sur para el Carbonífero tardío (Isbell et al., 2012).

La evidencia del calentamiento del Carbonífero superior está asociada a una aridificación generalizada de los paleotrópicos (Tabor y Poulsen, 2008). Los ambientes continentales registran una retracción de mantos de carbón bien desarrollados (Cecil et al., 2003; DiMichele et al., 2009) y se observa un cambio en el estilo de los sistemas fluviales en latitudes altas del sur (Gulbranson et al., 2010) y paleotrópicos (Allen et al., 2011). En los océanos ocurrió un gran cambio en la diversidad de fauna marina debido a la introducción de corrientes más cálidas en el sur de Gondwana.

2.1.4 Pérmico temprano: ¿apogeo o ausencia glacial?

La visión histórica plantea que el apogeo de la LPIA fue durante el Pérmico inferior (Asseliano hasta el Sakmario medio; 298,9 hasta ca. 292,5 Ma) basándose principalmente en la distribución inferida de los glaciares de latitudes altas, depósitos asociados a glaciares, relaciones estratigráficas o registros de isótopos estables en sucesiones sedimentarias (Fielding et al., 2008a; Isbell et al., 2012, 2003; Rygel et al., 2008).

Uno de los desafíos más importantes de la reconstrucción de la LPIA es la habilidad de correlacionar con precisión los eventos intra-cuenca e inter-cuenca a lo largo de Gondwana y con las cuencas paleotropicales. Pero a pesar de décadas de esfuerzo, la temporalidad de los registros se encuentra pobremente constreñida debido a la escasa resolución, precisión y exactitud de los métodos con los que históricamente estos eventos fueron datados (e.g. palinología, correlaciones faciales, métodos radioisotópicos, etc.). Sin embargo, el advenimiento de herramientas geocronológicas más avanzadas permitió limitar temporalmente las secuencias sedimentarias y consecuentemente, constreñir temporal y espacialmente la magnitud de los glaciares en la LPIA (e.g. Griffis et al., 2018; Gulbranson et al., 2010). Dichos avances permitieron documentar que el fin de las glaciaciones en Gondwana fue un evento diacrónico.

2.1.4.1. Limite Carbonífero-Pérmico: ausencia glacial en Gondwana Occidental

Esta época se encuentra caracterizada por la ausencia total de depósitos de acción glacial directa (pavimentos estriados, tillitas s.s., etc.) en Gondwana occidental (aunque con persistencia en Gondwana oriental). Una mejora climática gradual se instaure y las diamictitas glaciales son reemplazados por espesos mantos de carbón en la cuenca de Paraná. Las diamictitas con influencia glacial y los mantos de carbón que se encuentran a lo largo de numerosas cuencas de Gondwana, son utilizados como marcadores litoestratigráficos de correlación de la transición glacial-postglacial (Arzadún et al., 2018; Du

Toit, 1937; Isbell et al., 2003; Linol et al., 2015) entre las diferentes cuencas de Gondwana (Figura 2.3).

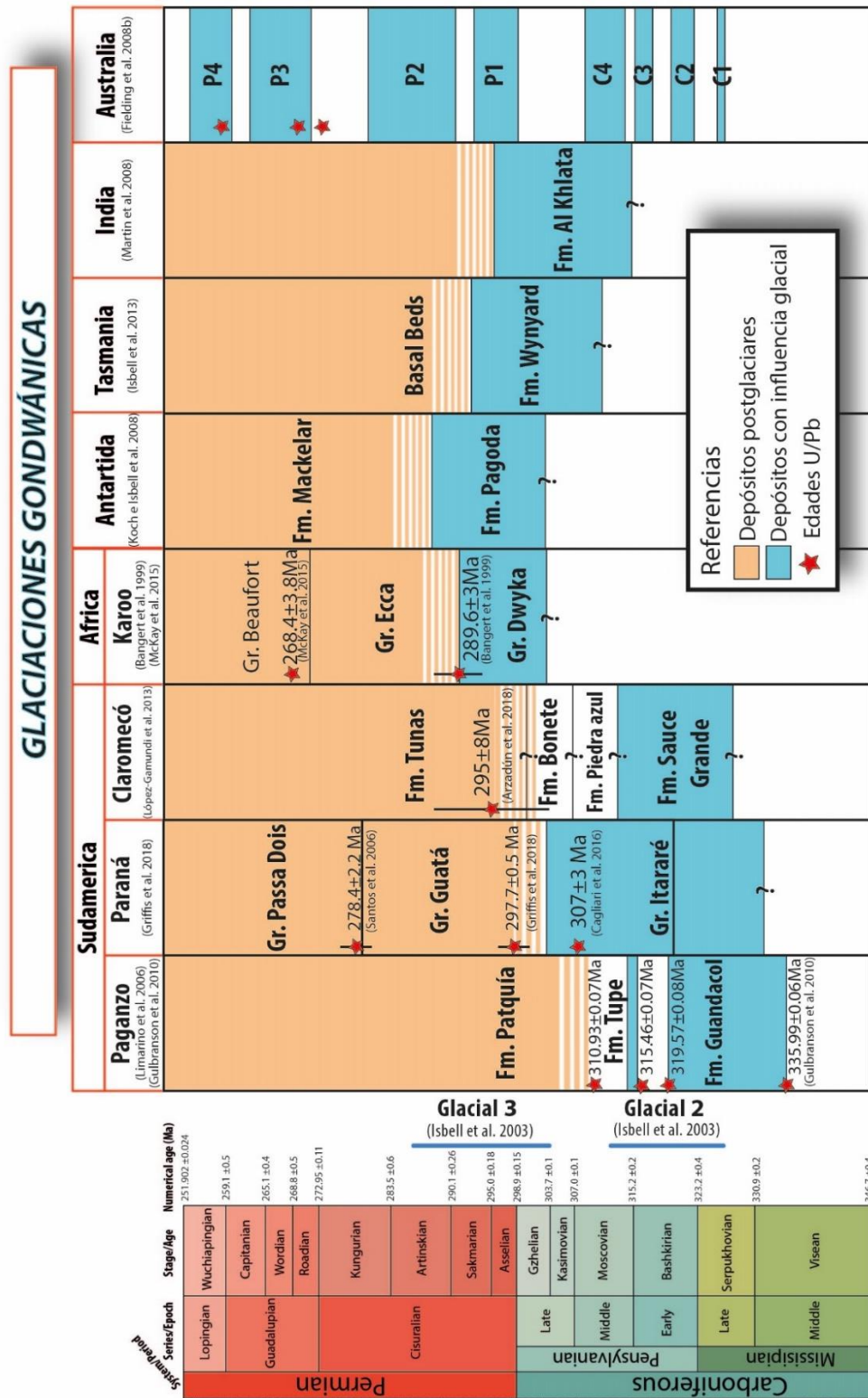


Figura 2.3 Síntesis de la temporalidad, extensión y duración de la edad de hielo en diferentes cuencas de Gondwana durante el Paleozoico tardío (ver ubicación en Figura 2.2a).

La Cuenca de Paraná del sur de Brasil (Figura 2.2a) es una cuenca intracratónica y contiene una de las sucesiones con mayor espesor del Carbonífero-Pérmico (Holz et al., 2000), registrando de manera excepcional estratos glaciales y post-glaciales. La presencia de tonsteins (tobas alteradas químicamente) y mantos de carbón, permiten datar con precisión la secuencia y es por ello que es considerada clave para ubicar temporalmente el inicio del periodo post-glacial en Gondwana occidental. Sin embargo, en la última década numerosos intentos de datar estos tonsteins arrojaron resultados disímiles (e.g. Cagliari et al., 2014; de Matos et al., 2001; Mori et al., 2012) y comúnmente más jóvenes. La pérdida de plomo en circones es comúnmente el factor que genera que las dataciones sean más jóvenes que la edad absoluta (Griffis et al., 2018). Tales imprecisiones llevaron a interpretar que el fin de las glaciaciones (representadas por la Formación Itararé) y el comienzo de un mejoramiento climático representado por la depositación de carbones (Formación Río Bonito) ocurrió durante el Pérmico temprano (ca. 291 Ma). Estudios recientes, a partir de análisis CA-TIMS (single-crystal chemical abrasion-thermal ionization mass spectrometry) en cristales únicos de circones indican que la glaciación en la Cuenca de Paraná ocurre íntegramente durante el Carbonífero (Cagliari et al., 2016; Griffis et al., 2018) y que el mejoramiento climático se observa a partir del límite Carbonífero-Pérmico.

La cuenca de Paganzo (Figura 2.2a) tiene una historia equivalente: las primeras aproximaciones indicaban una transición al estadio postglacial durante el Pérmico (e.g. Limarino y Spalletti, 1986). Sin embargo, nuevas edades radiométricas en tobas (Gulbranson et al., 2010), indican que las condiciones de aridez extrema y no estacionales se hallaban establecidas para el Pennsylvaniano tardío (≈ 310 Ma), significativamente antes que las estimaciones previas.

La cuenca de Claromecó (Figura 2.2a) comparte su evolución con otras cuencas paleozoicas de Gondwana. La temporalidad de la transición glacial-postglacial se encuentra acotada por los intervalos de carbón dentro de la Formación Tunas, que indican el inicio del periodo postglacial. Estos mantos de carbón presentan intercalaciones de tobas alteradas (tonsteins) que permitieron a Arzadún et al. (2018) datar el fin de las glaciaciones, antes considerado como Pérmico temprano, en el límite Carbonífero-Pérmico.

2.1.4.2 Pérmico temprano: apogeo glacial en Gondwana Oriental

Durante el Pérmico temprano la acumulación generalizada de hielo está registrada en una gran cantidad de cuencas de Gondwana a partir de la presencia de depósitos glaciales.

Numerosos centros desde donde emanaban cuerpos de hielo son descritos en la Península Arábiga (Martin et al., 2008), India (Wopfner y Casshyap, 1997), Antártida (Isbell et al., 2008b), Tasmania (Isbell et al., 2013) y Australia oriental y occidental (Fielding et al., 2008; Frank et al., 2015; Mory et al., 2008) .

2.1.5 Declive de la edad de hielo del Paleozoico tardío (LPIA)

El declive de la LPIA está inferido por una trasgresión marina que marca un evento de desglaciación de edad Sakmariana (Isbell et al., 2003). Sin embargo, existen depósitos glaciogénicos de edad post-Sakmariano alcanzando el Pérmico superior (eventos P1, P2, P3 y P4, Figura 2.3) en Australia oriental (Fielding et al., 2008b) y Nueva Zelanda (Waterhouse y Shi, 2010), pero estos eventos se consideran diacrónicos con el fin de las glaciaciones en las cuencas vecinas de Antártida y la India.

La duración y extensión de los glaciares fue decreciendo conforme el tiempo pasaba, las capas de hielo fueron reemplazadas por glaciares de tipo alpino (Frank et al., 2015). La transición y salida de la LPIA y entrada en el *greenhouse* fue un evento diacrónico, comenzando en el oeste de Sudamérica en el Pennsylvaniano Inferior y terminado durante el Pérmico superior en Australia.

2.1.6 Aridización

En una revisión reciente y exhaustiva, Limarino et al. (2014b), indican que a partir del Pérmico tardío se instaura en Gondwana Occidental un clima de tipo semi-árido a árido. La presencia generalizada de depósitos eólicos (incluyendo secuencias de tipo erg), evaporitas, grandes sucesiones de playa lake, depósitos de interacción fluvio-eólica y la concomitante ausencia de mantos de carbón indican la aridización generalizada de la zona.

Existen datos que indican que el aumento de pCO_2 hacia el fin del Sakmariano (Pérmico temprano) provocó un aumento promedio de $9,6^{\circ}C$ de la temperatura global, mayor en las áreas continentales que en los océanos (Peyser y Poulsen, 2008), al mismo tiempo, la precipitación continental solo disminuyó un 40%. La desglaciación y el incremento de los niveles de pCO_2 habrían ocasionado la aridez de las zonas tropicales, produciendo un abrupto cambio en la temperatura desde el Pérmico temprano a medio (Montañez et al., 2007).

2.2 Controversias y problemas a resolver

La LPIA es uno de los acontecimientos más estudiados del registro geológico. Sin embargo, la reconstrucción de procesos y eventos geológicos en tiempos profundos, depende de la

disponibilidad de un marco crono-estratigráfico robusto. La confección de ese marco, se limita a la ocurrencia de eventos datables a través del registro sedimentario, y particularmente, a la presencia de tobas que permiten su datación absoluta a través del método radio-isotópico de U/Pb. Si bien los últimos años aportaron mucha información en ese marco (Arzadún et al., 2018b; Griffis et al., 2018; Gulbranson et al., 2010), todavía es necesaria una mejora sustancial en la ubicación temporal de los sucesos paleo-ambientales (particularmente en los depósitos glaciales) en cuencas donde no se tiene control cronoestratigráfico (e.g., la Cuenca de Tarija) . Entonces, las limitaciones para determinar los factores climáticos que dispararon las condiciones de *greenhouse* y su principal causa residen en la poca resolución y pobre correlación que hay entre los marcadores paleoclimáticos que existen en el registro estratigráfico.

Los problemas no resueltos también incluyen, la identificación de las causas que forzaron la dinámica glacial-interglacial dentro del *icehouse*, la cuantificación de volúmenes de hielo y su implicancia en los cambios eustáticos, la naturaleza y rol de los océanos en la LPIA, la identificación y entendimiento de las asociaciones entre biósfera, criosfera, atmósfera y océano (Montañez y Poulsen, 2013). Otros factores de especial interés se discuten en las siguientes subsecciones.

2.2.1 Criterios para el reconocimiento de actividad glacial

La diferenciación entre diamictitas de ambiente subglacial (tillitas), formadas por acción glacial directa, de aquellas formadas en ambientes glaci-acuáticos o a partir de deslizamientos en ambientes no-glaciales, forma parte de una discusión histórica (e.g. Eyles, 1993; Le Heron et al., 2016). En un trabajo reciente, Vesely et al. (2018) destacan que la mayoría de las diamictitas de la LPIA se emplazaron en ambientes que no están relacionados con acción glacial directa. Sin embargo, destacan que la ocurrencia de estas fue utilizada históricamente para estimar la extensión de los glaciares. Dichas interpretaciones conllevan fuertes implicancias en el modelado paleoclimático de la LPIA. Es importante notar que las diamictitas, en ausencia de clastos facetados o estriados pueden ser interpretadas como depósitos de transporte en masa (MSD por sus siglas en inglés) y en este caso indicar el colapso de deltas durante intervalos de máximo retroceso de los glaciares. Cabe destacar que los eventos P2, P3 y P4 en Australia (Fielding et al., 2008b; Figura 2.3), no fueron interpretados a partir de evidencia de acción glacial directa (Vesely et al., 2018).

2.2.2 Glaciaciones en latitudes medias

Como fue mencionado anteriormente, la retracción de los glaciares y el inicio del periodo postglacial en Gondwana fue un evento diacrónico. La visión emergente (e.g. Isbell et al., 2012) indica que el apogeo de la glaciación fue durante el Pennsylvaniano tardío – Pérmico temprano. Posteriormente, la desglaciación comienza en la Cuenca de Paganzo durante el Moscoviano (≈ 310 Ma) y continúa hasta el Sakmario (≈ 295 Ma) en el resto de Sudamérica, África, Antártida, India y la Península Arábiga. Sin embargo, la actividad glacial continua en Australia oriental hasta el Pérmico superior de manera intermitente (Figura 2.3), aunque existen visiones contrapuestas. Contrariamente, para ese entonces en la Antártida no han sido descritos depósitos glaciales a pesar de que ocupaba posiciones polares. Incluso, luego de la desglaciación del Sakmario temprano la Antártida está caracterizada por depósitos fluvio-deltaicos con intercalaciones de carbones y pelitas de planicie de inundación (Isbell et al., 2013), que indicarían latitudes altas pero en ausencia de glaciares.

La ocurrencia de glaciares en latitudes medias y la ausencia de ellos en latitudes polares durante el declive de la LPIA es considerada una paradoja que al día de hoy ha recibido poca atención de parte de la comunidad académica (Montañez y Poulsen, 2013).

Capítulo 3

Descripción estratigráfica e interpretación paleoambiental del Anticlinal de Iñiguazú

El flanco oeste del anticlinal de Iñiguazú (Figura 3.1) presenta un registro continuo del Paleozoico superior de la Cuenca de Tarija. El espesor sedimentario involucrado es de alrededor de 800 m de excelente exposición pero escasa continuidad lateral. En estas unidades se observa la transición *icehouse-greenhouse* que se registra en otras cuencas paleozoicas de Gondwana occidental y provee una excelente oportunidad para describir dicho cambio paleoclimático y obtener un punto de control clave en la evolución climática durante la formación de Pangea. Esta sucesión permitió el análisis de ambientes depositacionales que existieron en la Cuenca de Tarija durante la etapa de las glaciaciones Gondwánicas y su posterior aridización. En el presente capítulo será analizada la sucesión a partir de la descripción de facies y su posterior interpretación paleoambiental.

Las reconstrucciones paleoclimáticas para el Paleozoico tardío existen, y las hay de alta resolución, pero en general el control cronológico necesario para correlacionar los patrones a nivel global está ausente. Gallo (2014) realiza un muestreo paleomagnético en el perfil de Iñiguazú con resultados satisfactorios. Con el objetivo de constreñir la temporalidad de los depósitos, serán analizadas las implicancias cronoestratigráficas de dicho análisis. En el presente perfil observamos que la transición climática ocurre durante el supercrón de polaridad reversa Kiaman ($\approx 319 - 269$ Ma; Lanci et al., 2013; Opdyke et al., 2014).

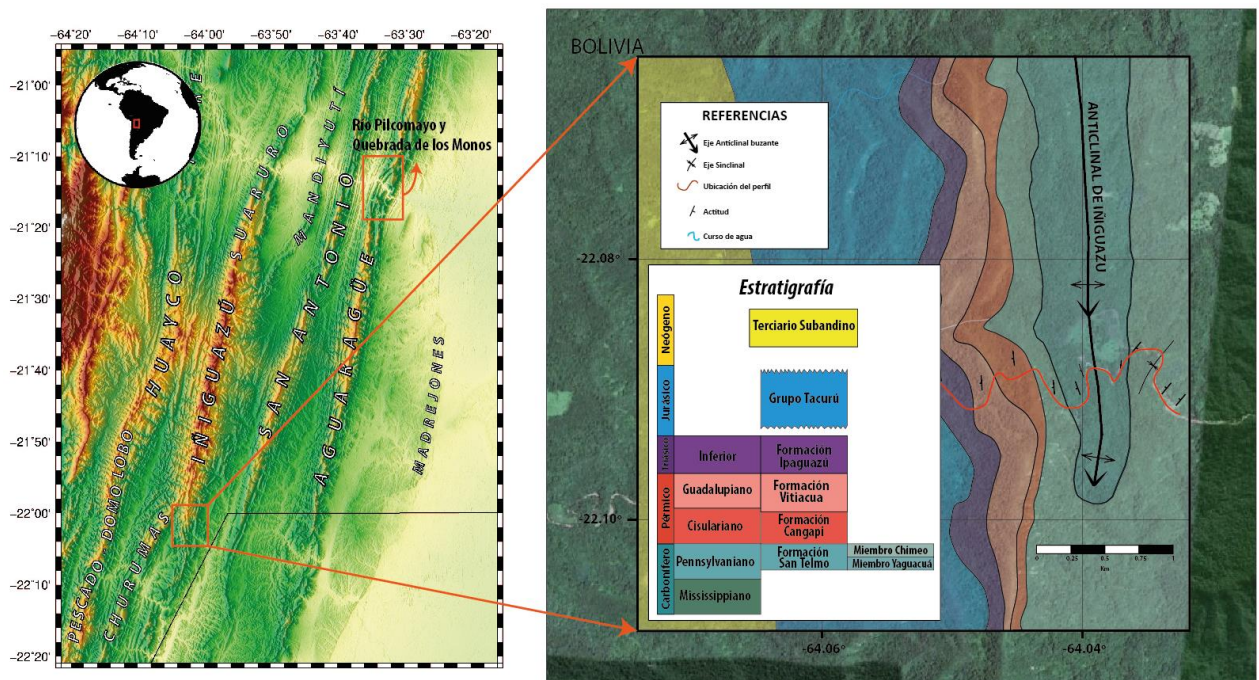


Figura 3.1 Mapa de ubicación y geológico del anticlinal de Iñiguazú. Se observa en el DEM la ubicación de los perfiles del río Pilcomayo y la Quebrada de los Monos, objeto del estudio paleomagnético del capítulo 5.

3.1 Descripción estratigráfica del anticlinal de Iñiguazú

En el núcleo del anticlinal de Iñiguazú se observan diamictitas masivas y resedimentadas correspondientes al miembro Yaguacua de la Formación San Telmo, previamente interpretado como relleno de paleovalles incisos en el sustrato Carbonífero de acuerdo a datos sísmicos (Starck y del Papa, 2006). En el perfil descrito, la densa cubierta vegetal impide continuar lateralmente los estratos, dificultando de esta manera la identificación de paleovalles labrados por los glaciares y la descripción arquitectural de facies. El miembro suprayacente Chimeo está compuesto por conglomerados con estratificación cruzada y escasa participación de pelitas. La Formación Cangapi, perteneciente al Grupo Cuevo, está formada por areniscas eólicas con estratificación cruzada de mediana escala con intercalaciones fluviales. La columna descrita culmina en la Formación Vitiacua que consiste en calizas silicificadas e intercalaciones pelíticas.

Las facies fueron agrupadas en asociaciones que definen las diferentes etapas paleoclimáticas de Gondwana descritas por Limarino et al. (2014b): asociaciones de facies post-glaciales, semi-áridas y áridas. Se utilizan los códigos de facies de Miall (1985) y Eyles et al. (1983) para su descripción.

3.1.2 Asociaciones de facies postglaciales

Las facies descritas (Figura 3.2) a continuación corresponden a los miembros Yaguacua y Chimeo de Formación San Telmo descritos originalmente por White (1923).

3.1.2.1 Sección inferior

Desde el punto de vista genético las rocas que integran esta asociación presentan impronta glacial. Si bien no se observan evidencias de depósitos generados por acción glacial directa (tillitas), las diamictitas descritas son interpretadas como producto de retrabajo de material depositado directamente por el glaciar a partir de la presencia de clastos estriados y facetados.

Se observan alrededor de 10 m de areniscas gruesas a medias, muy mal seleccionadas, clasto sostenidas y con poco redondeamiento. Pueden identificarse estructuras tractivas, como laminación paralela (Sh) y laminación ondulítica (Sr) (Figura 3.3a). Los bancos gradan de arena media a fina de color rosado a arena fina de color blanco, en intervalos de 4 a 5 cm, generando un bandeamiento burdo.

La diamictitas que componen la sección pueden agruparse en dos tipos principales. En primer lugar, prevalecen diamictitas matriz soportadas masivas (Dmm) que no muestran o muestran una cruda estratificación. Su matriz está compuesta por limo a arena fina. Son facies caóticas, muy mal seleccionadas, con clastos desde 1 cm hasta 10 cm, angulosos a poco redondeados. Composicionalmente, los clastos están dominados por líticos volcánicos y cuarzo. Gran parte de los clastos se encuentran pulidos, facetados y estriados (Figura 3.3b).

En segundo lugar, se puede observar diamictitas masivas matriz-soportadas (Dmm) en bancos de hasta 1 m de geometría lenticular con una leve estratificación y matriz de arena fina. Su coloración es algo más oscura y clastos de hasta 1 cm compuestos por líticos volcánicos y cuarzo. Se observa estratificación entrecruzada (St) hacia el techo.

Asociaciones de facies postglaciales

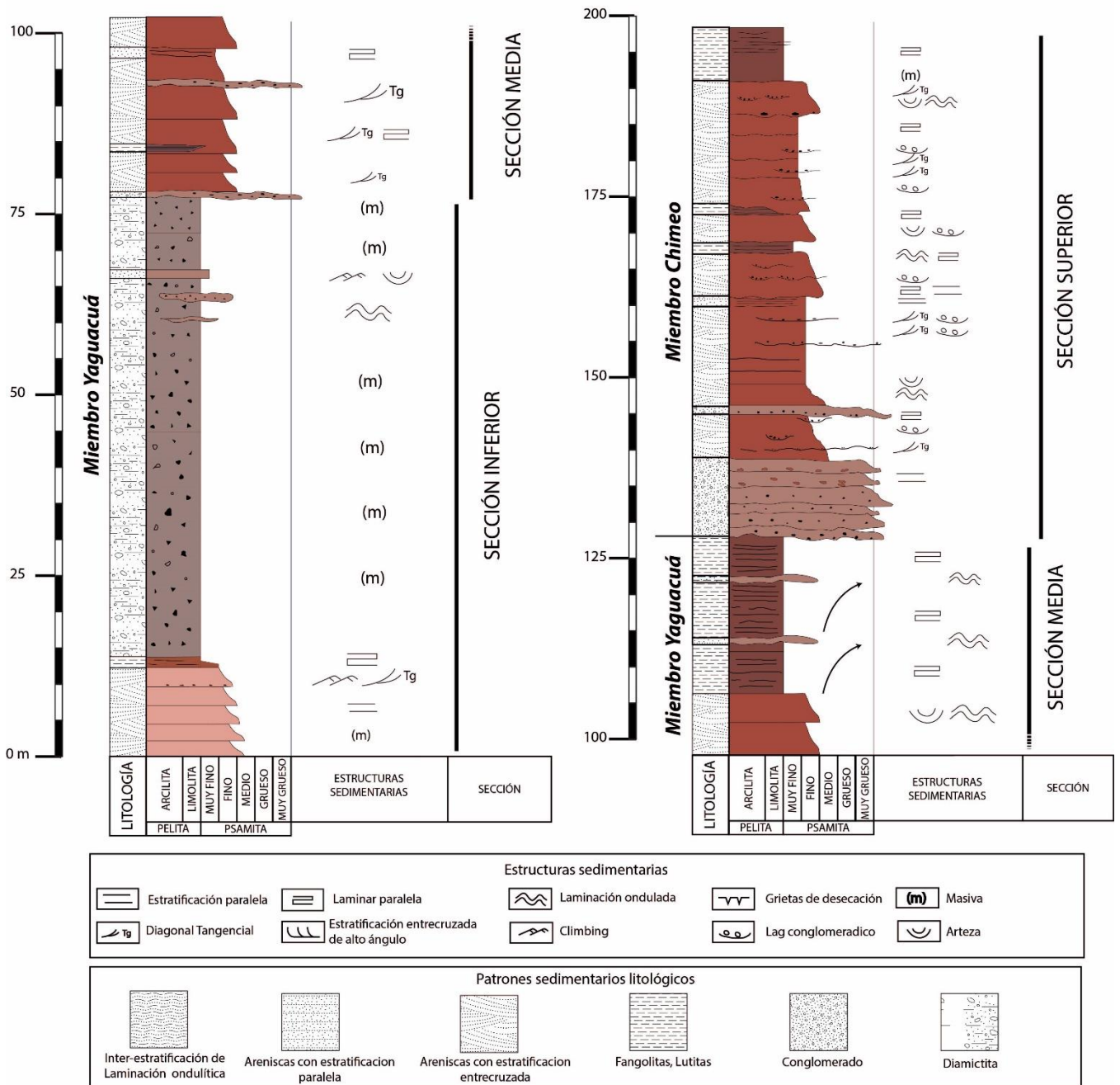


Figura 3.2 Perfil sedimentario de la Formación San Telmo, dividido en tres secciones según sus características faciales (ver texto para más detalles).

Interpuesta entre los bancos de diamictitas aparecen limos con laminación horizontal (FI) de color rojo violáceo en bancos tabulares que no superan el metro de espesor (Figura 3.2). Se observan clastos milimétricos de cuarzo diseminados y erráticos. Estos bancos no superan el metro de espesor (Figura 3.3c).



Figura 3.3 Fotografías de campo. (a) Areniscas con laminación paralela (Sh) y laminación ondulítica (Sr). (b) Diamictita estratificada con la presencia de clastos estriados y fuera de tamaño. (c) Pelitas con laminación horizontal.

Interpretación

Si bien no fueron descriptos ni reconocidos pavimentos estriados ni evidencias directas de acción glacial, la relación de estos depósitos con ambientes glaciales se sostiene a partir de la dominancia de diamictitas masivas presentando clastos estriados y facetados fuera de tamaño.

Se interpreta que estas diamictitas son el producto de flujos de detritos hiperconcentrados (Mulder y Alexander, 2001), con poco transporte y depositados en zonas proximales en función de la falta de selección de granos y el carácter areno-limoso (Eyles et al., 1983; Miall, 1985). Estos flujos ocurren en los valles durante la desglaciación, cuando los sedimentos de origen glacial, todavía inconsolidados en pendientes inestables, son removilizados (Benn, 1996). Los depósitos lenticulares fueron depositados a partir de flujos turbulentos con capacidad para transportar grava como carga de lecho que produce erosión y retrabajo de los depósitos previos explicando de esta manera los clastos fuera de tamaño. El material arenoso que constituye la matriz correspondería a la carga en suspensión transportada por la turbulencia que habría sido atrapada en la zona basal del flujo, cuyas características de

baja velocidad y alta concentración de material habrían actuado como trampa para su captación (Manville y White, 2003).

Las rocas de grano fino que alternan con las diamictitas (pelitas o limolitas) registran eventos de flujos de detritos seguidos por decantación del material suspendido o *underflows* de baja velocidad durante periodos de calma.

3.1.2.2 Sección media

Esta sección corresponde al Miembro Yaguacua sin influencia glaciar (Figura 3.4a). Se caracteriza por la ausencia de diamictitas, *dropstones* y deformación sin-sedimentaria, elementos asociados a ambientes con influencia glaciar (Figura 3.4a). Está compuesto principalmente por areniscas con estratificación entrecruzada (St, Sp), ondulitas (Sr) y conglomerados polimícticos con estratificación entrecruzada (Gp). Su continuidad lateral la caracteriza como un nivel clave a lo largo de la cuenca de Tarija. El tope de esta sección presenta un cambio litológico importante donde las areniscas son reemplazadas por limos y pelitas rojas con laminación horizontal (Fl), estas asociaciones de facies, identificadas en el tope de la sucesión, se observan tanto en subsuelo (Starck y del Papa, 2006) como en afloramiento.

Las areniscas se observan formando complejos de canal de geometría lenticular, de hasta 2 m de espesor y se amalgaman hasta conformar un solo paquete de 25 m (Figuras 3.2 y 3.4a). La mayor parte de los bancos presenta estratificación entrecruzada, tanto planar (Sp) como en artesa (St). Entre los estratos de areniscas se pueden observar horizontes tabulares de limos y pelitas con laminación paralela (Fl) y en algunos casos los estratos son masivos (Fl).

Los niveles de conglomerados (Gp) son polimícticos, matriz sostenidos y de color rojo (Figura 3.4b). Se encuentran formados por clastos de hasta 5 cm de diámetro, con poco transporte, angulosos a subredondeados, constituidos por cuarzo, líticos volcánicos y metamórficos. La matriz es de arena fina y son matriz sostenidos. Los clastos no presentan alineación ni imbricación y se apoyan sobre superficies erosivas, en ocasiones muestran estratificación entrecruzada. Forman capas discretas entre las arenas, en espesores de entre 20 cm y 1 metro.

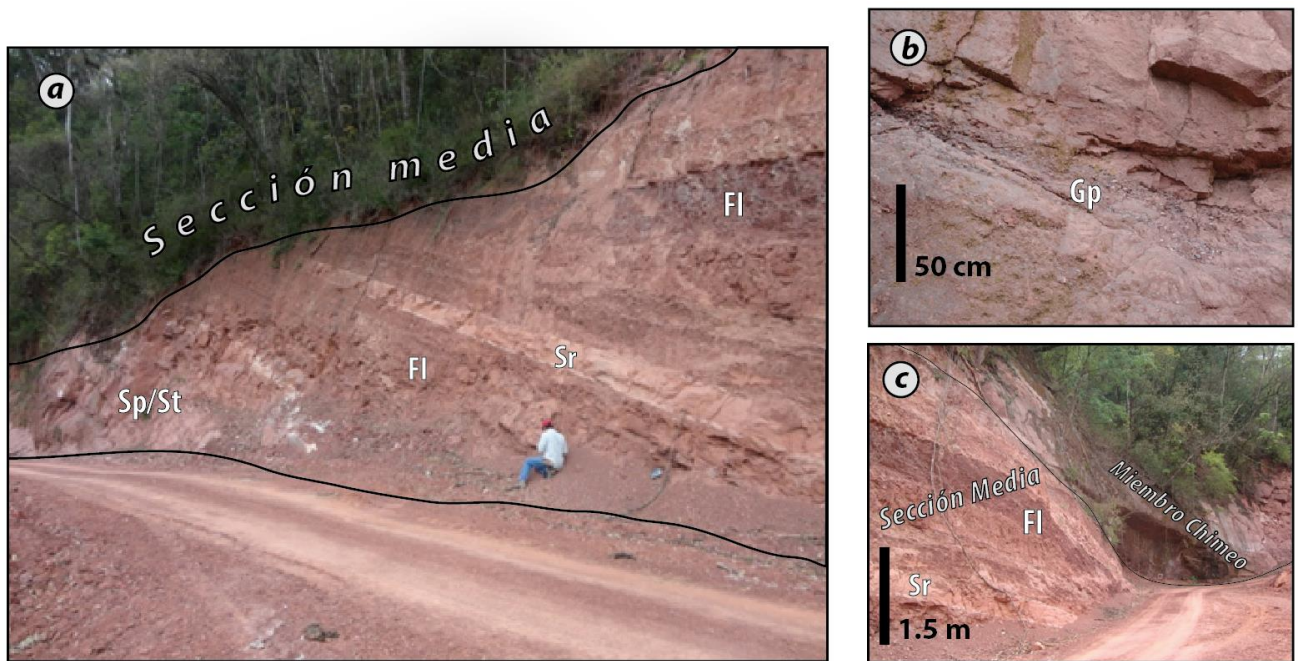


Figura 3.3 Fotografías de campo. (a) Vista general de la sección media de las asociaciones de facies postglaciales. (b) Niveles de conglomerados (Gp) polimícticos y matriz sostenidos. (c) Contacto de base erosiva entre los miembros Yaguacá y Chimeo pertenecientes a la Formación San Telmo.

Limos rojos a violetas conforman la parte superior de la sección, en bancos de 5 cm, con laminación horizontal conformando un arreglo de 20 m de espesor (Figura 3.4c). Se pueden observar, en arreglo grano-creciente de escala métrica, intercalaciones de limo y arenas finas con ondulitas (Sr).

Interpretación

En función de la asociación de facies sedimentarias y la evolución estratigráfica se sugiere que la sección media de la Formación San Telmo, correspondiente al Miembro Yaguacua fue depositado en un ambiente lacustre clástico y somero sin influencia glaciar directa observable. La estratificación entrecruzada planar (Sp) y en artesa (St) indica la migración de barras bidimensionales y tridimensionales (ocasionalmente gravosas, Gp), respectivamente. Se percibe el aporte de ríos arenosos en cuya desembocadura se desarrollan barras de progradación deltaica. Al comparar la sección media con la inferior se observa una etapa de desglaciación mayor caracterizada por sedimentación fluvial y una posterior inundación del sistema.

3.1.2.3 Sección superior

La sección superior, representa 70 m de espesor y se diferencia de las anteriores esencialmente por la escasa abundancia de rocas de grano fino, esta sección está compuesta

por areniscas medias a gruesas y conglomerados. Se dispone sobre los niveles pelíticos de la sección media mediante una suave incisión (Figura 3.4c).

Los conglomerados masivos (Gm) a levemente estratificados (Gh) conforman el 20% de la sección y dominan la parte inferior de la misma rellenando un relieve suave labrado sobre la sección media.

Algunos autores mencionan la geometría lenticular de los canales conglomerádicos que conforman o rellenan la base erosiva del miembro Chimeo, que estaría rellenando paleovalles (Starck y del Papa, 2006). En el perfil descrito estos canales presentan geometría lentiforme (existe algo de migración lateral) y se disponen amalgamados, con base erosiva en bancos de alrededor de un metro de espesor. Corresponden a ortoconglomerados, tanto clasto, como matriz soportados en los que se puede observar cierta bimodalidad en el tamaño de los clastos, los de mayor tamaño, de hasta 5 cm, se encuentran subredondeados a redondeados y los de menor tamaño, angulosos a subangulosos. Asimismo, en las bases de algunos paleocanales se identifican clastos intraformacionales de pelitas de hasta 20cm correspondientes a la sección media (Figura 3.5a), indicando la rápida depositación de los mismos. La matriz es de arena media a gruesa. Existe cierta tendencia de los clastos a orientar su eje mayor paralelo a la estratificación, lo que le confiere a los bancos cierta laminación (Gh).



Figura 3.5 Fotografías de campo. (a) Conglomerados masivos (Gm) a levemente estratificados (Gh) pertenecientes a la base del Miembro Chimeo, se observan los clastos intraformacionales de pelitas de hasta 20cm correspondientes a la sección media. (b) y (c) Areniscas con estratificación entrecruzada (Sp,St), horizontal (Sh) y ondulitas (Sr) que se encuentran sobre conglomerados y areniscas conglomerádicas. (d) Vista general de los afloramientos de la sección superior.

La porción media de la sección está dominada por bancos lenticulares granodecrecientes, de hasta 1,5 m de potencia, amalgamados y a veces limitados por superficies erosivas, formando paquetes de hasta 12 m de espesor. El relleno está compuesto principalmente de areniscas con estratificación entrecruzada (Sp,St), horizontal (Sh) y ondulitas (Sr) que se encuentran sobre conglomerados y areniscas conglomerádicas (Figura 3.5b). Estos conglomerados se presentan masivos (Gm), en depresiones como relleno de las irregularidades de la superficie basal erosiva (Figura 3.5c) y asociados a estos, areniscas y areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada (SGp, SGt). Los conglomerados son polimícticos, clasto soportados y en ocasiones presentan clastos intraformacionales de pelitas (Figura 3.5b). Entre los estratos de areniscas, ocasionalmente se preservan bancos tabulares a lentiformes de areniscas finas y pelitas, estas últimas laminadas (FI).

La porción superior de la sección presenta las mismas facies que la porción media y difiere de la misma por el mayor protagonismo que toman los bancos de pelitas laminadas (Fl), que presentan hasta 2 m de potencia. Los bancos de areniscas muestran mayor continuidad lateral, de geometría lentiforme a tabular (Figura 2.5d).

Interpretación

La sección superior parecería representar el inicio de un período interglacial caracterizado, en principio, por la superficie de incisión y posterior sedimentación fluvial. La geometría lentiforme de los bancos con base erosiva y la ausencia de material de grano fino sugiere un sistema entrelazado gravoso como ambiente de depositación de la porción inferior de la sección.

Los elementos que componen la porción media son indicativos de unidades morfológicas que migran dentro de una faja de canal, reflejan la superposición lateral de barras de crestas sinuosas y rectas con alta movilidad en canales de baja sinuosidad. La superposición y extensión lateral limitada sugieren la coalescencia de las barras. El diseño de apilamiento de canales sugiere agradación lenta (Makaske, 2001) con la reocupación permanente de la faja de canal con posterioridad a los eventos de avulsión. Esta asociación de facies nos permite ver la secuencia de una corriente tractiva desde la base, con bases erosivas, hasta convertirse en un flujo de alta energía, generando barras de crestas sinuosas y perdiendo energía hacia el techo, donde deposita ondulitas (Sr). Se desarrollan rellenos multiepisódicos de canales tractivos con desaceleración hacia el techo. Se asume que esta porción está relacionada con perfiles de equilibrio bajo, donde el escaso espacio de acomodación resulta en un cortejo de facies fluviales apiladas y escasa o nula conservación de planicie de inundación (Catuneanu, 2019). Se interpreta que la asociación de facies descrita es el resultado de la sedimentación de ríos entrelazados arenosos con baja tasa de agradación.

En la porción superior se observa un rápido incremento en el espacio de acomodación fluvial, con perfil de equilibrio alto, evidenciado por el desarrollo de amplias sucesiones de planicies de inundación (Catuneanu, 2019).

El conjunto de la sección superior se interpreta como el registro de sistemas fluviales multicanalizados (Bridge y Lunt, 2009). Este sistema se apoya sobre una superficie erosiva sobre la sección previamente descrita, cubierta por depósitos conglomerádicos de alta energía en la porción inferior. La porción media está caracterizada por sistemas fluviales de menor energía y lenta agradación que solo preservan rastros de planicie. Por último, la

porción superior evidencia un aumento en el espacio de acomodación dentro del mismo ambiente, evidenciado por la preservación de planicies de inundación más potentes y un aumento de la sinuosidad de las fajas de canal. En resumen, la sección representa un mejoramiento climático interpretado a partir de la distalización de los sistemas fluviales y ascenso del nivel de base.

Es importante destacar la ausencia del Miembro Caiguami, que sobreyace al Miembro Chimeo en algunos sectores de la Cuenca (Starck y del Papa, 2006). El Miembro Caiguami se compone principalmente por diamictitas y pelitas y es interpretado por Starck y del Papa (2006) como un regreso a ambientes glaciares. En el perfil estudiado no se encontraron facies diamictíticas sobre el Miembro Chimeo. Sin embargo, 68 km al norte de perfil analizado, siguiendo el rumbo de la estructura del anticlinal de Ñiguazú, se observaron alrededor de 10 m de diamictitas sobre el miembro Chimeo en el pozo Boyuy X-1 y fueron asignados al Miembro Caiguami. Treinta y un kilómetros al norte, en el flanco este de la estructura de Ñiguazú fueron descritas facies similares (Dalenz Farjat, com. pers.).

3.1.3 Asociaciones de facies semi-áridas a áridas

La depositación del Grupo Cuevo (entendiéndose constituido por Cangapi, Vitiacua e Ipaguazú) inicia en un contexto climático de marcada aridización, donde predominan la evaporación sobre las precipitaciones. En el perfil analizado están analizadas las Formaciones Cangapi y Vitiacua.

3.1.3.1 Sección inferior

La sección descrita corresponde a la porción inferior de la Formación Cangapi y si bien el contacto se encuentra cubierto, algunos autores (Starck, 1993) observan que se encuentra separada del grupo precedente por una discordancia.

Las facies más características de esta sección están compuestas por limos y arcillas con laminación horizontal (Fl), rojos a violetas (Figura 3.5a). Se observan fracciones menores de arena muy fina a fina, poco seleccionada y de geometría lenticular, con ondulitas (Figura 3.6b). En asociación, se observan areniscas con laminación ondulítica oscilatoria (Srw, Figura 3.6c), raramente exceden los 2 metros.

Estas facies se encuentran interdigitadas entre sets de estratificación entrecruzada planar de escala media (hasta 5m de espesor) de arena muy fina a media, selección moderada y color pardo rojizo [Sp(ae), Figura 3.6a]. Las caras frontales de los sets están conformadas por

arenas medias de ≈ 1 cm de espesor alternadas con arenas finas en láminas más delgadas. Los primeros corresponden a depósitos de flujo de grano, mientras que las láminas más delgadas se deben a procesos de caída de grano (Hunter, 1977a).

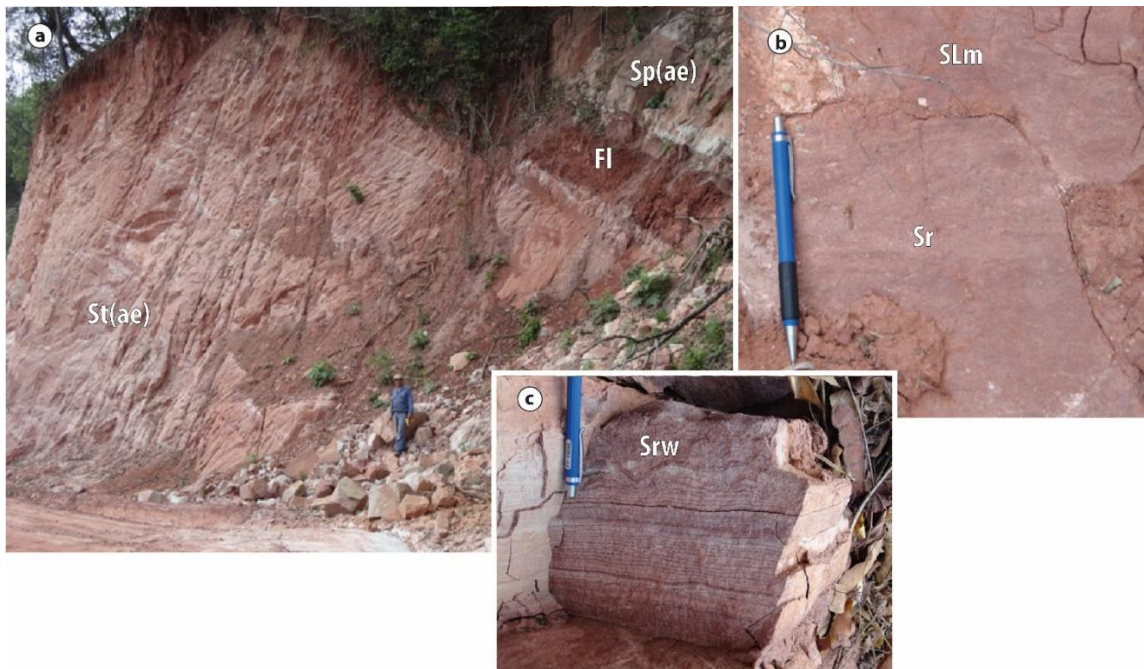


Figura 3.6 Fotografías de campo. (a) sets de estratificación entrecruzada planar (Sp) de escala media, arena muy fina a media y selección moderada. (b) arena muy fina a fina, poco seleccionada y de geometría lenticular, con ondulitas. (c) areniscas con laminación ondulítica oscilatoria.

Asociaciones de facies semiáridas a áridas

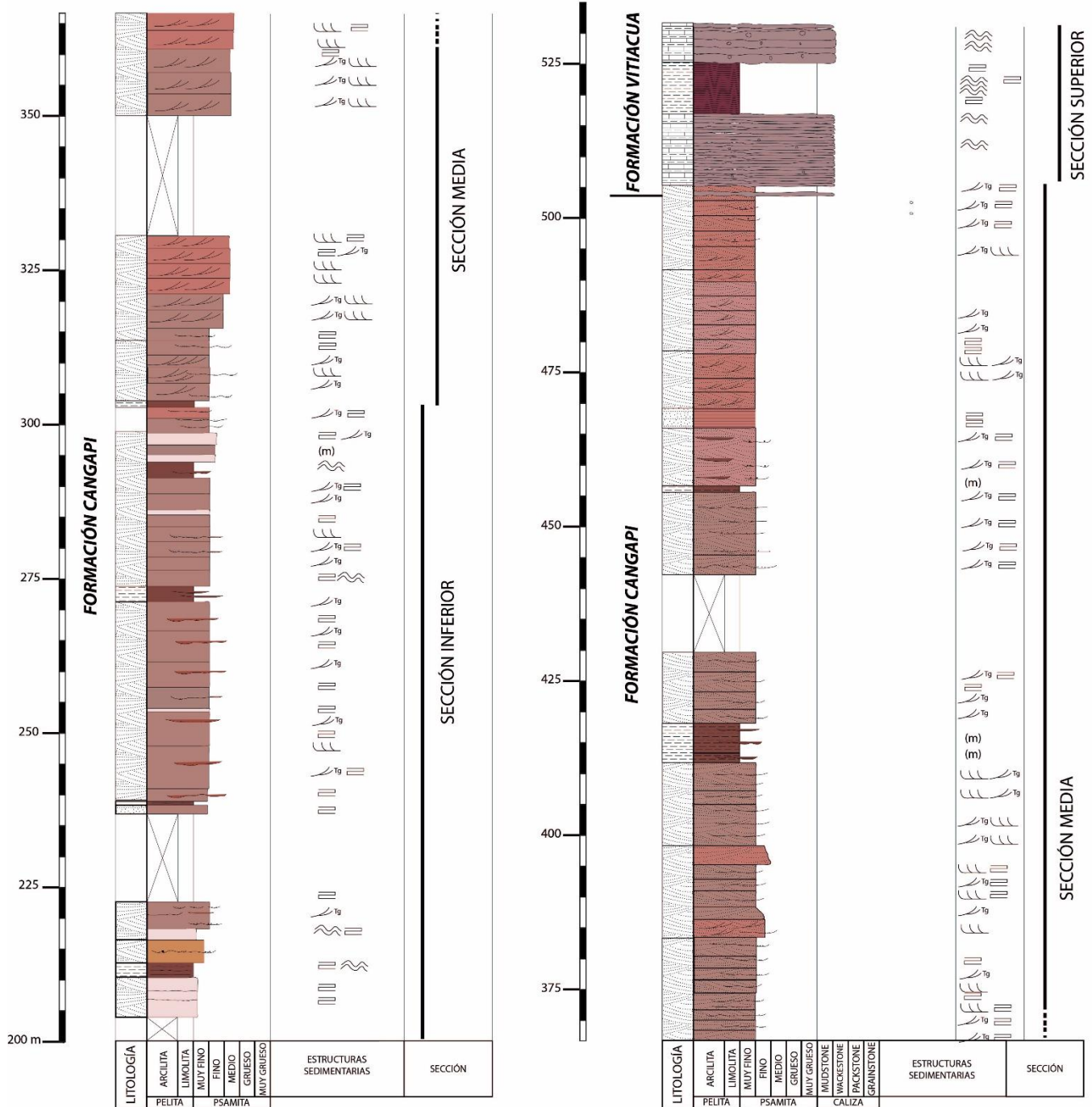


Figura 3.7 Perfil sedimentario de las formaciones Cangapi y Vitiacua correspondientes a las asociaciones de facies semiáridas a áridas, dividido en tres secciones según sus características faciales (ver texto para más detalles). Ver leyenda de rastras y estructuras sedimentarias en la Figura 3.2.

De manera subordinada, aparecen intercalaciones de areniscas finas blancas, muy bien seleccionadas y de clastos muy redondeados, que presentan sets de estratificación

entrecruzada de alto ángulo [St(ae)] en bancos de base y techo netos y espesores de 1 a 4 metros.

Interpretación

Esta sección tiene un origen complejo debido a la interacción de procesos eólicos, fluviales y lacustres. Las pelitas y arcilitas con laminación horizontal se interpretan como depósitos de áreas de interduna húmeda en un ambiente eólico húmedo (Mountney y Thompson, 2002) debido a que los limos y arcillas quedan adheridos en los estancamientos de agua. Los depósitos de areniscas son producto del retrabajo del agua sobre las arenas eólicas. Esta conclusión se asocia con la interpretación de Langford y Chan (1989), que dice que este tipo de depósitos se forman en estancamientos de agua como producto de la inundación de interdunas, tanto por corrientes superficiales como por aguas subsuperficiales. Durante períodos de sequía, pequeñas ondulitas de corriente migran y producen intervalos de arenas con laminación ondulítica y ondulítica oscilatoria.

En referencia a los depósitos de estratificación entrecruzada planar de escala mediana, su tamaño de grano muy fino a medio, selección moderada y laminación fina, sugiere que fueron formadas a partir de la migración de dunas de cresta recta sobre las áreas de interduna húmeda. La deflación de sedimentos fluviales que son introducidos al sistema eólico genera que los depósitos de duna tengan una selección moderada en lugar de la característica y excelente selección que tiene las arenas de ambiente eólico (Tripaldi y Limarino, 2008).

La preservación de los sistemas eólicos húmedos en el registro geológico requiere de la acumulación de sedimentos como respuesta a un incremento gradual en el nivel freático mientras que las dunas siguen migrando con la dirección del viento (Kocurek y Nielson, 1986).

3.1.3.2 Sección media

Estas asociaciones de facies, presentan cambios litológicos esenciales en relación a las facies previamente descritas, principalmente la presencia de bancos de interduna húmeda se ve interrumpida. Esta sección se encuentra compuesta esencialmente por areniscas bien seleccionadas dispuestas en sets con estratificación entrecruzada de bajo y alto ángulo.

Se observan sets de mediana escala (hasta 5 m de espesor) de areniscas finas a medias bien seleccionadas y redondeadas con estratificación entrecruzada tabular planar y contactos tangenciales (Spt; Figura 3.8b y 3.8a). Estos sets se encuentran limitados entre sí por

superficies planas de quinto orden (limitando cosets de estratificación entrecruzada) (Figura 3.8a).

De manera subordinada se observan bancos de 30 cm a 1 m de espesor de areniscas medias a gruesas con laminación horizontal (Sh) y de bajo ángulo (Sl). En ocasiones puede reconocerse una gradación inversa dentro de las láminas (Shg; Figura 3.8c) y la laminación presentar una fuerte bimodalidad granulométrica, que se expresa con una lámina basal muy delgada, de menor granulometría (arenas finas a muy finas) y una lámina superior de mayor espesor y arenas medianas a muy gruesas, que además pueden presentar un ordenamiento granocreciente (*pin stripe lamination*; Fryberger y Schenk, 1988). Estas facies gradan usualmente hacia los característicos sets de estratificación entrecruzada tabular planar de esta sección.



Figura 3.8 Fotografías de campo. (a) Cosets de estratificación entrecruzada de alto ángulo con contactos tangenciales (Spt) y rectos (Spp), limitados por superficies de 5to orden. (b) Estratificación entrecruzada de alto ángulo y contactos tangenciales (Spt), se observa una superficie limitante de 3er orden (límite de subsets por migración de mesoformas). (c) Areniscas bimodales y gradación inversa de intralámina. (d) vista general de las facies de la sección media.

Interpretación

La presencia de arena media a fina bien seleccionada y redondeada en sets de estratificación entrecruzada sugiere su depositación como producto de migración de dunas en un ambiente de extrema aridez, donde los procesos de transporte son exclusivamente eólicos. Las terminaciones de las láminas que conforman los sets son tanto planos como tangenciales, reflejando diferentes procesos de migración de la duna. Las primeras terminaciones se forman a partir de avalanchas y caída de granos en la cara de deslizamiento de las dunas (*grainfall*), mientras que las segundas corresponden a flujos reversos y migración de óndulas (*grainflow*; Hunter, 1977b)

Las facies de areniscas con laminación horizontal a entrecruzada de bajo ángulo y gradación inversa de intralámina corresponden a extensas láminas arenosas que cubren la mayor parte de los mantos de arena (extraduna), formadas a partir de la migración de trenes de óndulas eólicas. La sobreimposición de trenes de óndulas de arena genera una muy delgada laminación horizontal o entrecruzada bajo ángulo, donde en ocasiones puede reconocerse una gradación inversa dentro de las láminas. Por su parte, la migración de sucesivos trenes de óndulas de gránulo, de mayor granulometría que las previamente consideradas, produce similares estructuras, aunque en este caso las láminas muestran mayor espesor, frecuentemente gradación inversa de intralámina y bimodalidad en el tamaño de grano.

3.1.3.3 Sección superior

La sección superior está compuesta por el término superior de la Formación Cangapi y la Formación Vitiacua (Mather, 1922) e incluye su contacto transicional. La columna descrita concluye en una falla de tipo inversa que repite y dobla el espesor mapeable de la Formación Vitiacua.

La sección comienza con areniscas finas a limo laminados (FI), la selección es regular y la matriz es de arena muy fina. Presentan cemento carbonático y nódulos de carbonato en ciertos niveles discontinuos, de hasta 10 cm que aumentan su frecuencia hacia la Formación Vitiacua, confiriéndole al contacto un carácter transicional (Figura 3.9a).

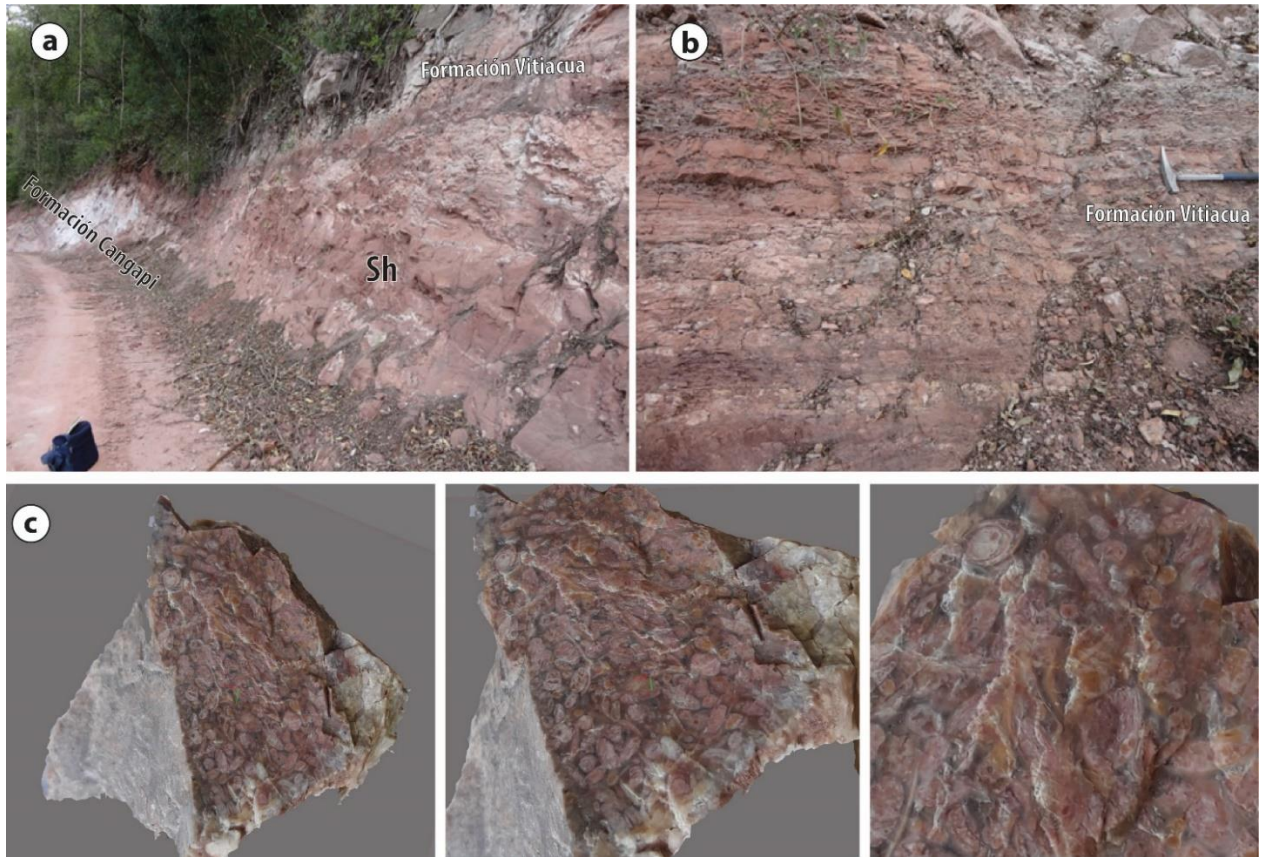


Figura 3.9 Fotografías de campo. (a) Contacto transicional entre la Formación Cangapi y la Formación Vitiacua. (b) *Mudstones* laminados de la Formación Vitiacua. (c) Modelo digital de los fusulinidos hallados en la Formación Vitiacua.

La Formación Vitiacua está compuesta esencialmente por varias suites de bancos de calizas silicificadas separados por intercalaciones pelíticas o de arena fina. Las calizas corresponden a *mudstones* de color rojo, laminados o macizos y dispuestos en capas paralelas de 10 a 20 cm de espesor limitadas entre sí por contactos ondulados (Figura 3.9b). Son comunes las grietas de desecación que se disponen generalmente en los techos de los bancos (foto 3.9b). Dentro de las facies carbonáticas, fue observado un nivel con sabundante cantidad de foraminíferos donde se pueden identificar principalmente fusulinidos. En la figura 3.9c se puede observar el modelo digital de una muestra representativa.

Las intercalaciones pelíticas son de color pardo rojizo y se encuentran laminadas (Fl) u ocasionalmente masivas (Fm). Se presentan en estratos tabulares, con contactos basales planos y alcanzan hasta 2 m de espesor.

Interpretación

La parte basal de la sección corresponde al sistema eólico descrito en la sección media influenciado por un ascenso del nivel freático que provoca la precipitación de cemento carbonático sobre el sedimento y que marca el inicio de una transgresión rápida que concluye en la depositación de la Formación Vitiacua en un cuerpo de agua. Los fusulinidos están mejor adaptados a aguas marinas someras y cálidas, lo que sugiere que el ambiente de depositación fue tropical.

Las características de la unidad sugieren un cuerpo de agua somero, probablemente una plataforma carbonática de clima cálido como ambiente de depositación más probable. La exposición subaérea sugiere una pausa muy prolongada entre ciclos de depositación, este tiempo brinda suficiente tiempo para la silicificación de los mismos.

3.2 Implicancias paleoclimáticas

La evidencia paleoclimática se conserva en facies sensibles al clima. Estas facies incluyen eolianitas, evaporitas, tillitas, plataformas carbonáticas y paleosuelos sensibles al clima (vertisoles, lateritas, bauxitas, etc.). El análisis de facies de las sedimentitas que conforman el perfil descrito registra el cambio paleoclimático que experimenta Gondwana durante el Paleozoico superior (Limarino et al., 2014b) y provee un punto de control clave en la evolución climática durante la formación de Pangea.

Las facies sensibles al clima se asocian a la célula de Hadley, una estructura dinámica terrestre que parecería haber sido constante a lo largo del Fanerozoico (Parrish, 1998). Los principales cinturones de precipitación de las zonas templadas y tropicales están separados por los grandes desiertos subtropicales, centrados en los 25° norte y sur que se deben a los limbos descendentes de la célula. El registro paleolatitudinal de las facies sensibles al clima es similar a los ambientes y latitudes de formación actuales (Ziegler et al., 2003).

De acuerdo con las facies descritas previamente, podemos observar que la secuencia comienza con un ambiente influenciado directa o indirectamente por procesos glaciales (sección inferior de las asociaciones de facies post-glaciales). Los sedimentos poco consolidados y de origen glacial reposan en los laterales del paleovalle glacial y son susceptibles a procesos de remoción en masa durante el retroceso glacial. Se interpreta un paleoclima frío en función de la presencia de hielo. A partir de las edades previamente asignadas al Miembro Yaguacua en las Sierras de San Antonio (di Pasquo et al., 2001) se interpreta que el periodo glacial descrito corresponde al Glacial 2 (Isbell et al., 2003).

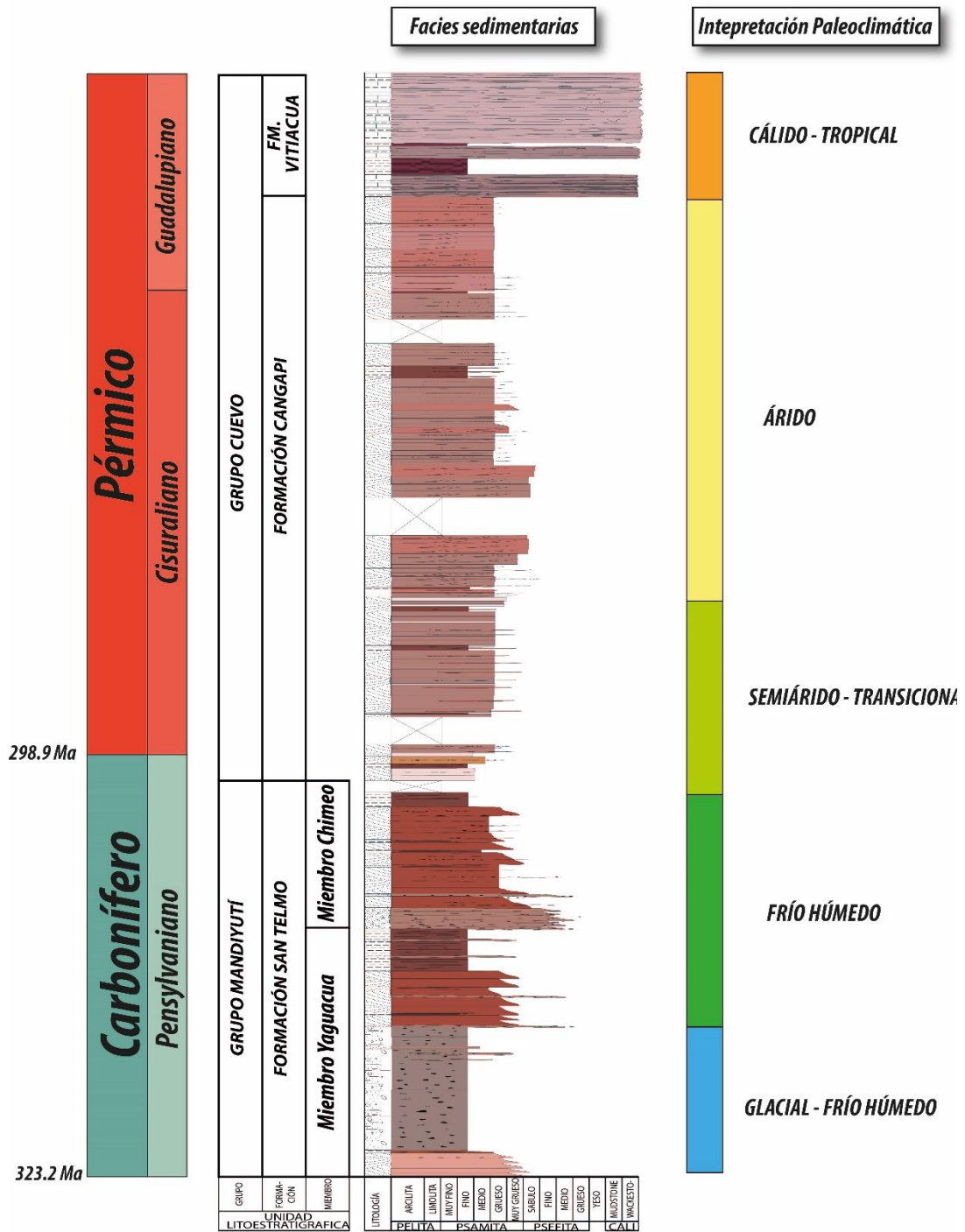


Figura 3.10 Interpretación paleoclimática de las facies descritas del perfil sedimentario. Ver el texto para más detalles.

Una etapa de desglaciación más avanzada es interpretada para la sección media a partir de la incisión y posterior sedimentación fluvial y formación de un cuerpo de agua, que indica la inundación del paleovalle glaciar, máxima expresión de la transgresión y puede atribuirse

solo a factores climáticos (calentamiento global). El fin de la glaciación está marcado por el evento de drenaje abrupto que denota la incisión de la sección superior (Miembro Chimeo) sobre la media y posterior sedimentación de canales conglomerádicos y amalgamados a partir de ríos entrelazados gravosos.

Cabe destacar que estratigráficamente por encima del Miembro Chimeo, regionalmente se observa el Miembro Caiguami (Starck y del Papa, 2006), que no fue observado en el perfil descripto. Sin embargo, fue descripto en las cercanías de la localidad por otros autores (Dalenz Farjat, com. pers.). Debido a la ausencia en todo Sudamérica del periodo Glacial 3 de Isbell et al. (2003, edad pérmica), se sugiere que el evento glaciario registrado por el Miembro Caiguami, pertenece a un segundo evento glaciario dentro del Glacial 2. Dicho evento fue descripto en detalle por Limarino et al. (2014a) en la Precordillera Andina de la República Argentina y fue observado en la Cuenca de Paganzo por Gulbranson et al. (2010) (ver Figura 2.3).

Las asociaciones de facies semiáridas a áridas anuncian el comienzo de un cambio en las condiciones paleoclimáticas bajo el cual dominan las condiciones de aridización progresiva. Debido a que no se reconoce ninguna discontinuidad entre las asociaciones post-glaciales a semi-áridas, se interpreta que esta tendencia fue progresiva. Esta tendencia se ve reforzada por la sección inferior de las facies semi-áridas, que reflejan un ambiente fluvio-eólico donde el nivel freático se encontraba cercano a la superficie.

La sección media sugiere su depositación como producto de migración de dunas en un ambiente de extrema aridez, donde los procesos de transporte son exclusivamente eólicos. Climas áridos a semiáridos promovieron la agradación de grandes campos de dunas y como consecuencia, se preservan grandes secuencias eólicas de extensión regional.

El mejoramiento climático tiene un clímax en la Formación Vitiacua, que se superpone a la Formación Cangapi con una transgresión de tipo progresivo y posterior inundación marina. La presencia de fusulinidos indica un ambiente de tipo marino somero y paleoclima cálido y tropical. En Figura 3.10 se puede observar la tendencia paleoclimática inferida.

3.3 Restricciones de edad a partir de estudios paleomagnéticos previos.

Gallo (2014) realiza un estudio paleomagnético preliminar del presente perfil con resultados satisfactorios, remanencias magnéticas estables y un test positivo de plegamiento (Enkin, 2003). Del análisis se desprende que todos los sitios de muestreo hasta la Formación Vitiacua presentan polaridad reversa y pertenecen al supercrón de polaridad reverso Kiaman (Figura 3.11). El Kiaman marca un período de 50 Ma en el cual el campo magnético terrestre estuvo caracterizado por conservar su polaridad reversa. Opdyke et al. (2014) establecen el inicio del intervalo Kiaman en 319 Ma. El regreso al geodínamo con reversiones regulares y aperiódicas se conoce como intervalo Illawarra y se inició a los 269 Ma (Lanci et al., 2013; Steiner, 2006; Figura 3.11).

Se puede concluir que la transición paleoclimática observada transcurre dentro del límite 319Ma – 269 Ma. Si bien la densidad de muestreo no permitió observar con precisión el inicio de las reversiones para poder acotar un punto de 269 Ma, se puede afirmar que la transición *icehouse-greenhouse* en la Cuenca de Tarija ocurre dentro del intervalo 319-269Ma.

De esta manera se afirma que el supercrón Kiaman puede ser utilizado como un marcador temporal en cuenca y en otras cuencas para acotar temporalmente eventos dentro del intervalo.

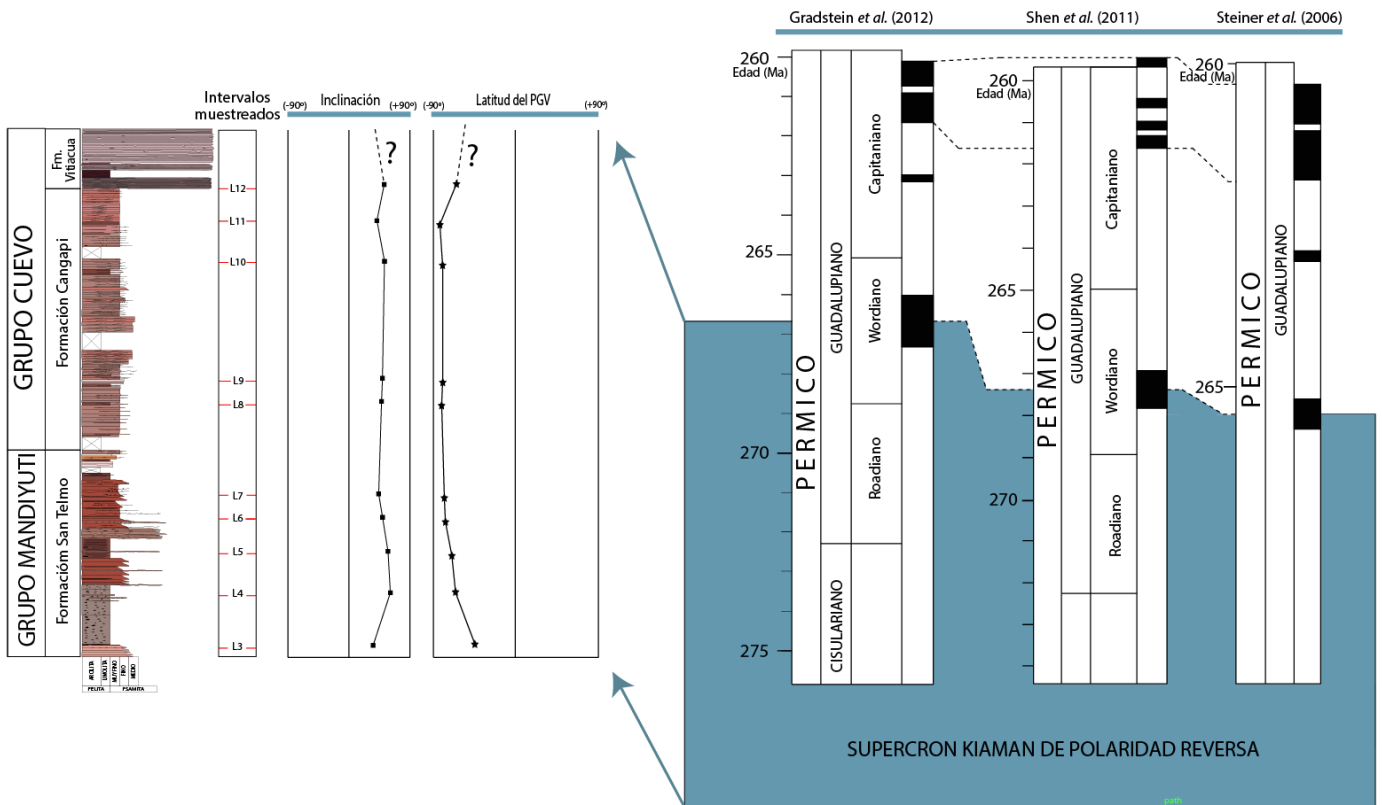


Figura 3.11 Resultados magnetoestratigráficos de la sección estudiada. La secuencia de polaridades es comparada con una presentada por Steiner (2006), Shen *et al.* (2011) y Gradstein *et al.* (2012). Figura adaptada de Lanci *et al.* (2013). Blanco /negro: inclinación positiva/negativa: reverso/normal para el hemisferio Sur.

Capítulo 4

Paleomagnetismo y Pangea: la discusión histórica y un nuevo aporte para su resolución

El presente capítulo fue publicado en:

Gallo, L. C., R. N. Tomezzoli, & E. O. Cristallini (2017), A pure dipole analysis of the Gondwana apparent polar wander path: Paleogeographic implications in the evolution of Pangea, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 18, 1499–1519.

Gallo, L. C., Cristallini, E. O., & Svarc, M. (2018). A nonparametric approach for assessing precision in georeferenced point clouds best fit planes: Toward more reliable thresholds. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123, 10297 – 10308.

4.1 Introducción

La paleogeografía de Pangea antes de su ruptura fue objeto de debate durante los últimos 50 años. La Pangea clásica “Wegeneriana” (Wegener, 1915), también conocida como Pangea A (Bullard et al., 1965), es la reconstrucción convencional de las placas previa a su ruptura durante la apertura del Atlántico Norte en el Jurásico temprano. La historia anterior es menos conocida y sólo se sustenta en el paleomagnetismo como única herramienta cuantitativa para determinar paleolatitudes. La reconciliación de este debate involucra correcciones teóricas que ponen en duda la base de datos histórica y consecuentemente, al paleomagnetismo como una herramienta efectiva para realizar paleoreconstrucciones. El foco de la discusión se centra en la capacidad de la remanencia magnética de registrar de manera correcta la inclinación del campo paleomagnético. La compactación en rocas sedimentarias (King, 1955) y las contribuciones no dipolares del campo magnético terrestre (Van Der Voo y Torsvik, 2001) son dos posibles fuentes de error en la inclinación remanente medida. Las Curvas de Deriva Polar Aparente globales (CDPAG) calculadas recientemente (Domeier et al., 2012; Torsvik et al., 2012; Torsvik y Cocks, 2013) realizan correcciones teóricas para mitigar los posibles errores asumiendo *a priori* que los datos usados para su construcción presentan un sesgo en la inclinación de su magnetización remanente.

Este capítulo presenta un análisis innovador de la Curva de Deriva Polar Aparente de Gondwana durante el Paleozoico tardío empleando la intersección de los círculos máximos que contienen el polo paleomagnético con su correspondiente sitio de muestreo (Gallo et al., 2017). Para ello, se realizó una selección rigurosa de paleopolos (PP's) provenientes de todo Gondwana desde el Devónico Superior al Triásico Inferior. Dicha intersección, da como resultado el paleopolo dipolar puro (PDP), purificado de contribuciones no dipolares y errores de inclinación en rocas sedimentarias.

Considerando la CDPA propuesta a partir del análisis de PDPs como robusta, se realizó una reconstrucción paleogeográfica de Gondwana con respecto a Laurusia. La base de datos utilizada para la reconstrucción de Laurusia fue tomada de Torsvik et al. (2012) evitando la inclusión de rocas sedimentarias, incluyendo sólo rocas de origen ígneo y aquellas sedimentarias corregidas por compactación por sus autores. Las reconstrucciones realizadas confirman la falta de consistencia entre los polos anteriores a los 270 Ma de Laurusia y

Gondwana en la configuración de Pangea A o Wegeneriana, requiriendo un ajuste en el modelo paleogeográfico para el Carbonífero Tardío y Pérmico temprano.

Para lograr la congruencia en los PPs fue necesario trasladar Laurusia longitudinalmente hacia el Oeste en relación a Gondwana reviviendo debates alrededor de la paleogeografía de Pangea. El análisis confluye en una Pangea tipo “B” (Irving, 1977; Muttoni et al., 2003, 1996) para dichas épocas. Argumentamos que los primeros estadios de amalgamamiento de Pangea estuvieron dominados por convergencia oblicua dextral (Martinez Catalan, 2011 y referencias allí citadas) para evolucionar durante el Pérmico temprano a la Pangea wegeneriana convencional.

Los PDPs calculados nos brindan un marco de referencia único para comparar y evaluar correcciones de inclinación teóricas. Con ese fin, se realizaron simulaciones Monte Carlo para calcular el error de inclinación por el cual habría que corregir a todos los PPs de rocas sedimentarias y minimizar su distancia con respecto al respectivo PDP. Los resultados obtenidos son disímiles, por lo tanto, la aplicación de un único factor teórico de corrección para rocas sedimentarias cae necesariamente en una sobre-simplificación del problema. Se argumenta que dicha corrección trae como resultado errores en el cálculo de la paleolatitud de los continentes y, por lo tanto, en las reconstrucciones paleogeográficas propuestas.

4.2 Paleomagnetismo y Pangea

La Pangea clásica de Wegener, también conocida como Pangea “tipo A”, es la reconstrucción convencional de los continentes antes de su ruptura en el Jurásico Inferior durante la apertura del océano Atlántico Norte. Muchos métodos geológicos y geofísicos constriñen este modelo paleogeográfico convencional (Labails et al., 2010; Seton et al., 2012). La historia anterior de Pangea en el Paleozoico tardío se encuentra menos restringida y solo se sostiene en el paleomagnetismo, como la única herramienta cuantitativa para determinar paleolatitudes antes del Cretácico. Sin embargo, es sabido que los polos paleomagnéticos disponibles para el Paleozoico tardío – Mesozoico temprano son dispares cuando se reconstruyen en coordenadas de Pangea A (Figura 4.1). La falta de consistencia en los polos de Laurentia y Gondwana en la Pangea clásica de Wegener llevó a Jaeger e Irving (1957) y a Carey (1958) a plantear un problema que fue referido como la anomalía paleomagnética Intra-Pangea (IPP; *Intra-Pangean Paleomagnetic anomaly*). Una vez abierto el debate, a finales de los 1950s, la introducción de la Pangea “tipo B” de Irving (1977) abrió una discusión que al día de hoy es motivo de un fuerte debate (Aubele et al., 2012; Belica et al., 2017;

Bilardello y Kodama, 2010a; Haldan et al., 2014; Meijers et al., 2010; Muttoni et al., 2003; Yuan et al., 2011).

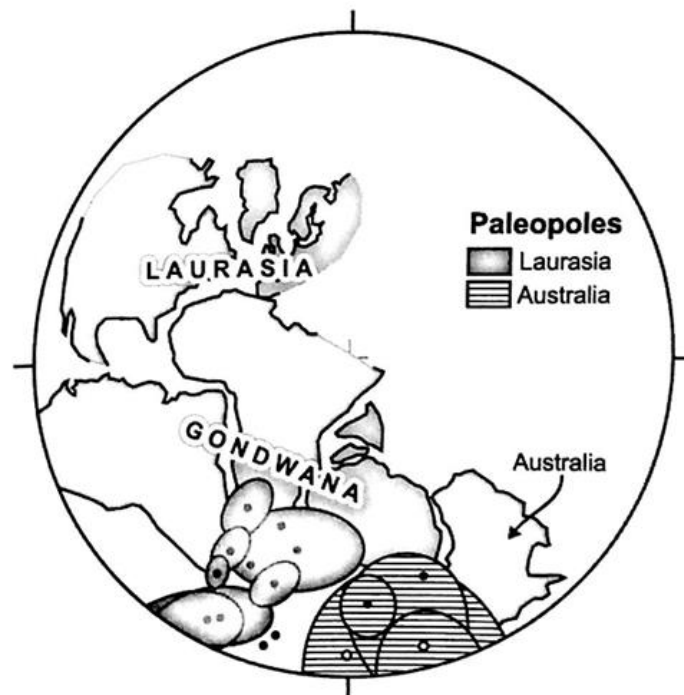


Figura 4.1 Reconstrucción semi-cuantitativa de Pangea donde se observa la incongruencia en los polos de Gondwana (representados por polos de Australia) y Laurasia (representados por polos de Laurentia). Tomado de Irving (2004).

Esencialmente, existen dos opciones para reconciliar las curvas de deriva polar aparentes (CDPAs) de Laurasia y Gondwana. La primera considera el desajuste como producto de una base de datos paleomagnética que no refleja de manera correcta el campo magnético durante el Paleozoico tardío. En esta línea, Briden (1971) asume que la discrepancia de los polos en la reconstrucción “tipo A” de Pangea fue por una desviación del campo magnético de la hipótesis del dipolo axial y geocéntrico (DAG). Treinta años después, Van Der Voo y Torsvik (2001) y Torsvik y Van der Voo (2002) revisan este concepto y cuestionan la validez de la hipótesis del DAG argumentando una contribución de componentes octupolares (G3) que contaminaron el campo durante el Paleozoico. Asumiendo una Pangea de tipo A, concluyen que una contribución octupolar de 10% a 20% es necesaria para lograr la reconciliación de las CDPAs de Gondwana y Laurasia. Además, como Laurentia y Gondwana se encuentran ubicados en hemisferios opuestos durante el Permo-Triásico, los errores de inclinación podrían llevar a un sesgo simétrico que generó la discrepancia en las CDPAs y un consecuente solapamiento cortical de alrededor de 1000 Km entre Laurasia y Gondwana en la reconstrucción de Pangea A. Rochette y Vandamme (2001) argumentan que los errores de inclinación paleomagnética en rocas sedimentarias podrían explicar el solapamiento si

ambos continentes hubieran estado en hemisferios opuestos. Como argumentan Bilardello y Kodama (2010a), los polos de Norteamérica corregidos por el efecto del error de inclinación ubican Laurasia en una posición más austral y la corrección empeora el solapamiento. Estimando correcciones teóricas para los polos sedimentarios provenientes de Gondwana, opinan que una Pangea A sería posible ubicando Gondwana más hacia el sur y llaman a esta configuración Pangea A3. Domeier et al. (2012) resuelven las discrepancias utilizando un conjunto de datos paleomagnéticos actualizados, parámetros de Euler recientemente refinados, pero llevan la corrección teórica más lejos y le aplican a todo el universo de rocas sedimentarias un factor único de compactación (lo que produce resultados idénticos a los de un campo octupolar axial).

Por otro lado, la segunda opción para reconciliar ambas CDPAs implica una reconstrucción paleogeográfica alternativa, apelando a la libertad de movimiento longitudinal que caracteriza la reconstrucción paleomagnética. Propuesta por Irving (1977) y respaldada por otro autores (Aubele et al., 2012; Bachtadse et al., 2002; Muttoni et al., 2003; Rakotosolofo et al., 2006; Rapalini et al., 2006; Tomezzoli, 2009; Torcq et al., 1997), este enfoque elimina la discrepancia deslizando Laurasia hacia el Oeste en relación a Gondwana (Figura 4.2). Esta modificación conduce a una configuración de Pangea “tipo B” que difiere de la Pangea Wegeneriana e implica una zona de cizalla dextral intra-Pangea de gran escala que transforma la Pangea B en la Pangea A, completamente aceptada para el Triásico Superior (Labails et al., 2010).



Figura 4.2 Reconstrucción de Pangea para el Pérmico temprano donde se muestra la ubicación de Laurasia, hacia el Oeste con respecto a Gondwana. Tomado de Muttoni et al. (2009).

Una de las características principales de la anomalía IPP se encuentra en un bucle oriental conformado por los paleopolos del Carbonífero y el Pérmico de Gondwana (Rapalini et al., 2006; Tomezzoli et al., 2013, entre otros). Este bucle indica una posición de baja latitud para Gondwana Occidental que da lugar a la superposición discutida con Laurasia. Estudios recientes (Brandt et al., 2009; Domeier et al., 2011b; Yokoyama et al., 2014), han estado a favor de una CDPA más corta que descarta la mayoría de los polos disponibles para América del Sur, independientemente de si corresponden a magnetizaciones sin-tectónicas, pre-tectónicas o post-tectónicas (Font et al., 2012). La principal crítica sobre la transición de Pangea B a Pangea A es que involucra una mega-cizalla dextral de escala continental. Arthaud y Matte (1977) señalan la existencia de una sistema de cizalla lateral dextral de edad Carbonífero superior – Pérmico inferior que conectaba los Apalaches con los Urales. Sin embargo, existe mucho escepticismo en torno a esta propuesta y, por lo tanto, Pangea B sigue siendo fuertemente debatida.

Dada la controversia existente alrededor de las correcciones teóricas por errores de inclinación y la paleogeografía de Pangea para el Paleozoico tardío, aquí se propone una nueva CDPA para Gondwana en base a una revisión de la base de datos paleomagnética (44 PPs) de los elementos cratónicos de Gondwana Oriental y Occidental. El uso de polos de todo Gondwana permitió el cálculo de su CDPA mediante el método de intersección de círculos máximos que contienen el paleopolo y su sitio de muestreo (círculos SP intersectantes; Bazhenov y Shatsillo, 2010). Esto purifica el análisis de errores de inclinación en rocas sedimentarias y contribuciones no dipolares y evita la necesidad de aplicar correcciones teóricas.

4.3 El Análisis Dipolar Puro

Las contribuciones no dipolares del campo geomagnético y los errores de inclinación en rocas sedimentarias solo afectan la inclinación de las direcciones paleomagnéticas y no tienen efecto en la declinación (para componentes zonales del campo magnético terrestre). Esto significa que el círculo máximo que contiene la localidad de muestreo y el polo paleomagnético sesgado (círculo SP: Bazhenov y Shatsillo, 2010) debería contener en algún punto el polo no sesgado (Figura 4.3). Cada par, sitio de muestreo-paleopolo (SP) fue usado para calcular a partir de su producto vectorial, la normal del plano que los contiene (i.e. círculo máximo). Estos círculos contendrán en su intersección el polo dipolar puro (PDP), que

se encuentra aislado de los términos no dipolares del CMT y errores de inclinación en rocas sedimentarias.

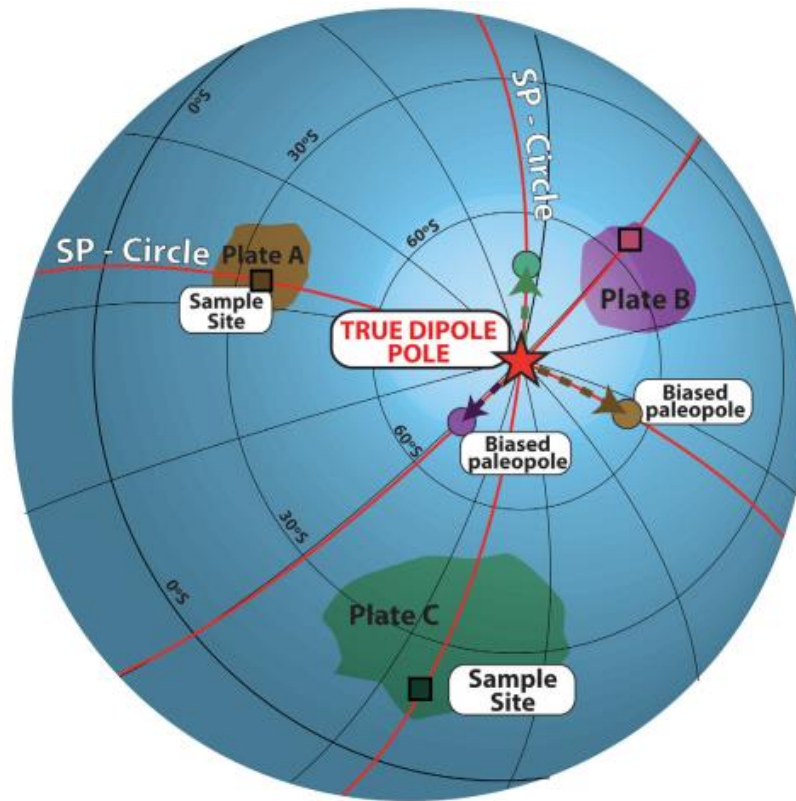


Figura 4.3 Método de intersección de círculos SP basado en Bazhenov y Shatsillo (2010). Cada placa ilustrativa contiene un cuadrado en la localidad de muestreo y un círculo asociado al polo “sesgado”. Los círculos máximos, calculados a partir del sitio de muestreo y el polo asociado, se intersectan en el polo dipolar puro (PDP), que se encuentra purificado de errores de inclinación y contribuciones no dipolares. Los círculos deben intersectarse en ángulos no-agudos para que el sesgo en la intersección sea mínimo. Tomado de Gallo et al. (2017).

El punto de intersección de círculos máximos convergentes es una herramienta muy utilizada en Geociencias. En paleomagnetismo, se utiliza para encontrar la dirección de componentes de magnetización secundarias y está basado en el ajuste por cuadrados mínimos de círculos máximos a puntos en una esfera (Halls, 1976). **El vector normal al plano que contiene las normales de los círculos máximos que se intersectan, representa dicha intersección.** Esta técnica puede ser aplicada a cualquier problema que requiera el ajuste de puntos a un plano (estas técnicas serán desarrolladas en profundidad en la sección 4.5 del presente capítulo). El punto de intersección está basado en la matriz de orientación (i.e. matriz de covarianza o análisis del momento de inercia) (Scheidegger, 1965) de la distribución de normales a los círculos SP. Los autovalores τ_i y los autovectores \mathbf{V}_i de la matriz de orientación reflejan la

forma y la orientación de la distribución de direcciones, respectivamente. El autovalor mínimo (\mathbf{V}_3) representa la intersección. Los círculos SP deben intersectarse en ángulos no muy agudos para que el sesgo inherente a su intersección sea mínimo (Schmidt, 1985). Cuanto más paralelos son los círculos máximos, menor es la precisión de su intersección, que resulta en un sesgo en la dirección del paralelismo. Por lo tanto, las normales de los círculos SP, idealmente tienen que disponerse en forma de guirnalda. Con el objetivo de cuantificar el tipo de distribución de las normales a los círculos SP, se utiliza el criterio de forma de la matriz de orientación (Woodcock, 1977) que se define como:

$$\gamma = \frac{\ln\left(\frac{\tau_3}{\tau_2}\right)}{\ln\left(\frac{\tau_2}{\tau_1}\right)}$$

Para distribuciones en guirnalda, el parámetro de forma $\gamma > 1$ y es probable que el sesgo inherente sea bajo. En definitiva, esto implica que los puntos de muestreo tienen que estar distribuidos no solo latitudinal, sino también longitudinalmente. Los criterios mejorados para definir un buen ajuste de planos se desarrollan en la sección 4.5.

Como medio para construir las regiones de confianza para cada PDP, se desarrolló un enfoque no-paramétrico de tipo *bootstrap* ya que no se asume ningún supuesto en la distribución de los datos (Tauxe et al., 1991). Cinco mil pseudo-muestras son generadas a partir del re-muestreo de la población original (con reemplazo) de normales a los círculos SP para cada ventana de tiempo. Dentro de cada pseudo-muestra, se calculan los autovalores y autovectores de la matriz de orientación resultante, de esta manera, 5000 \mathbf{V}_3 o intersecciones, son calculadas. El PDP se obtiene a partir del máximo autovector de las intersecciones *bootstrapeadas*. Luego, se utiliza un enfoque no-paramétrico para delimitar las regiones de confianza, que se calcula delimitando la zona donde yacen el 95% de las intersecciones calculadas (Fisher y Hall, 1989). Entonces, la distribución de intersecciones reflejará la naturaleza del sesgo, que se cuantifica siguiendo a Tauxe y Kent (2004), que definieron el parámetro de elongación (*elongation*) como la relación τ_2 / τ_3 para cuantificar la simetría de una distribución de direcciones. Intuitivamente, es claro que cuanto menor es el parámetro de forma (o la tendencia a distribución en guirnalda) mayor será la elongación de las distribuciones *bootstrapeadas*. Complementariamente, se calculó la máxima desviación angular (MAD) de las intersecciones *bootstrapeadas* para que fuera fácilmente reproducible por otros investigadores.

Bazhenov y Shatsillo (2010) desarrollaron la técnica de intersección de círculos SP para testear la hipótesis del dipolo axial y geocéntrico (DAG) en una placa única (Eurasia) mientras que aquí será utilizada para calcular una CDPA no sesgada para todo Gondwana. La reconstrucción de Gondwana fue realizada a partir de los parámetros de reconstrucción (i.e. polos de Euler) de Torsvik et al. (2012). La precisión de las reconstrucciones ciertamente juega un rol fundamental en los resultados de la técnica y su incerteza no fue introducida en los cálculos.

4.3.1 La Curva de Deriva Polar Aparente de Gondwana: un análisis puramente dipolar.

La mejora sustancial en la calidad de los nuevos polos paleomagnéticos de Sudamérica, África y Australia y sus parámetros de reconstrucción justifica una reevaluación de la base de datos.

Aquí se construyó una base de datos de 44 PPs homogéneamente distribuidos a lo largo y a lo ancho de Gondwana (Tabla 4.1, Figura 4.4). Un índice de calidad $Q \geq 3$ (Van der Voo, 1990a) fue el punto de corte para la aceptación de los datos (McElhinny et al., 2003). Las edades atribuidas a los PP's de rocas sedimentarias representan un intervalo de edad donde la distribución de probabilidad dentro de la misma es uniforme, por lo tanto, se considera que representar la edad como la media entre el límite superior e inferior del intervalo, es un supuesto erróneo. En cambio, las rocas ígneas en general poseen una media correspondiente a su datación absoluta. Se evita asumir supuestos en la edad de las rocas sedimentarias incluyendo a los mismos en los grupos temporales de acuerdo a su ventana de edad. Consecuentemente, la CDPA fue dividida en 4 grupos temporales. La ventana de ≈ 20 m.a. es a menudo considerada una buena aproximación en base a la escasez de datos y los requisitos del análisis (Besse y Courtillot, 2003). Hay una excepción para la ventana del Devónico Tardío - Carbonífero temprano que tiene ≈ 40 m.a. debido a que este es el período con menos datos disponibles. Las cuatro ventanas temporales son las siguientes: Devónico tardío - Carbonífero temprano (365 - 320 Ma), Carbonífero tardío (320 - 300 Ma), Pérmico temprano (290 - 269 Ma) y Pérmico tardío - Triásico Temprano (269 - 245 Ma) y la ISC2015 proporciona el marco cronológico para colocar los polos en una escala de tiempo numérica. Una consideración importante es que el intervalo de estudio incluye el Supercrón de Polaridad Reversa Kiaman (SPRK; Irving y Parry, 1963), delimitado entre 318 Ma (Opdyke et al., 2014) y 269 Ma (Lanci et al., 2013), que permite que sea utilizado como un marcador temporal. La ventana temporal del Pérmico temprano (290 - 269 Ma) incluye solo polos de polaridad reversa mientras que

la ventana temporal del Pérmico tardío - Triásico Temprano incluye polos con ambas polaridades, ya que está incluida en el intervalo Illawarra de polaridad mixta.

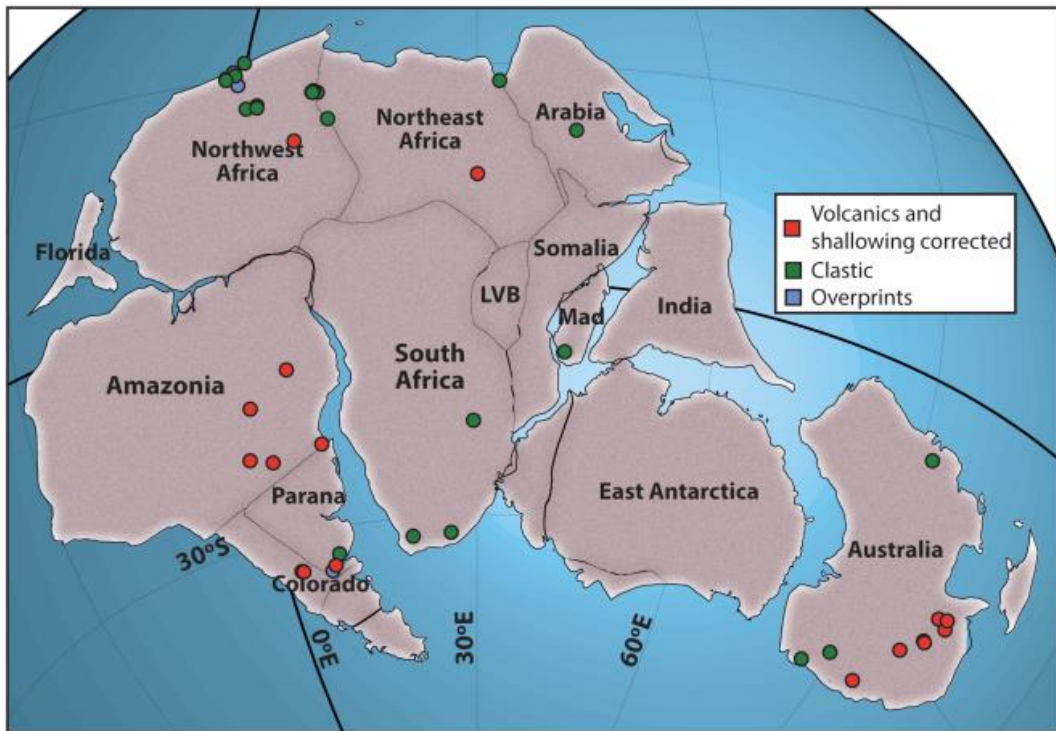


Figura 4.4 Sitios paleomagnéticos donde se recopiló información para el análisis dipolar puro de la Curva de Deriva Polar Aparente de Gondwana (Tabla 4.1). Los círculos rojos corresponden a sitios donde se obtuvieron polos ígneos o sedimentarios corregidos por error de inclinación. Los círculos verdes corresponden a sitios donde se obtuvieron polos clásticos sedimentarios. Los círculos rojos corresponden a sitios donde se obtuvieron polos de magnetización sobre-impresa donde la edad de la magnetización está bien constreñida. Tomado de Gallo et al. (2017).

Los polos fueron recopilados de la base de datos paleomagnética global y compilaciones publicadas (Amenna et al., 2014; Anderson et al., 2004; Anderson and Lackie, 2003; Clark and Lackie, 2003; Haag y Heller, 1991; Klootwijk, 2013; McElhinny et al., 2003b; Tomezzoli, 2009; Tabla 4.1). Todos estos registros provienen de rocas sedimentarias (tanto corregidas como no corregidas por error de inclinación), polos con magnetizaciones pre-sin-post-tectónicas y de rocas ígneas, consideradas libres de errores de inclinación. Para construir un marco de referencia común para la CDPA compilada, todos los polos fueron rotados a coordenadas sudafricanas siguiendo los parámetros de Torsvik et al. (2012).

Algunos de los polos de la Cordillera de los Andes (e.g. Gilder et al., 2003; Jesinkey et al., 1987; Rakotosolof et al., 2006) fueron incluidos en compilaciones recientes a pesar de que

experimentaron una compleja evolución cinemática que incluye rotaciones según ejes verticales (Arriagada et al., 2008; Geuna y Escosteguy, 2004; Henry et al., 2016; Somoza y Tomlinson, 2002). Por esta razón, los polos provenientes de la Cordillera de los Andes fueron excluidos del análisis. La compilación de Torsvik et al. (2012) excluye los polos de la faja plegada de Tasmania en Australia. Sin embargo, McElhinny et al. (2003) después de realizar una evaluación crítica de los resultados paleomagnéticos paleozoicos de Australia, concluyen que los paleopolos del cratón principal y de los diversos terrenos de la faja plegada de Tasmania en el este de Australia, a excepción del terreno Tamworth, han seguido el mismo camino desde 400 m.a.. Por lo tanto, la gran base de datos paleomagnética de Australia se consideró adecuada para los fines de este trabajo.

4.3.2 Correcciones teóricas por errores de inclinación, ¿es válido corregir teóricamente y por un único valor?

Aunque es aceptado que los sedimentos registran las variaciones pasadas del campo geomagnético, todavía no hay consenso sobre cómo se magnetizan, el proceso a través del cual los sedimentos adquieren una magnetización remanente detrítica (MRD) es complejo y aún no se comprende por completo (ver Bilardello (2013), referencias en el mismo). Varios experimentos demostraron que el efecto neto de adquisición de MRD tiende a somerizar la inclinación remanente medida (I_m) con respecto a la inclinación de campo aplicado [I_a ; (Bilardello et al., 2013; Jezek et al., 2012; King, 1955; Løvlie y Torsvik, 1984; Tauxe y Kent, 1984)]. Una variedad de procesos puede incluso alterar la MRD después de la depositación, el magnetismo remanente post-depositación (pMRD) es la remanencia que el sedimento adquiere después de que se haya asentado completamente en presencia de un campo externo debido a la rotación de partículas magnéticas individuales. Existen numerosos estudios que documentan los errores de inclinación inducidos por la compactación en experimentos de laboratorio (Anson y Kodama, 1987; King, 1955; Tauxe y Kent, 1984; Vreumingen, 1993) y en los registros sedimentarios (Bilardello y Kodama, 2010a, 2010b; McCall y Kodama, 2014; Meijers et al., 2010; Tan et al., 2002).

Aunque los mecanismos de compactación y de adquisición de remanencia varían según la litología, el error de inclinación se puede expresar en una ecuación simple: $\tan(I_m) = f \cdot \tan(I_0)$ (King, 1955), donde I_m es la inclinación medida, I_0 es la inclinación del campo esperada y f es el factor de compactación.

En este complejo marco de adquisición de la remanencia, se utilizan principalmente dos métodos para corregir la compactación. El primero se basa en medir la anisotropía de la remanencia (Jackson et al., 1991; Tan y Kodama, 2003), que es eficaz y se ha utilizado ampliamente, pero requiere mucha mano de obra y consume mucho tiempo. Luego, Tauxe y Kent (2004) propusieron un segundo método llamado corrección de elongación-inclinación (E/I). Se obtiene invirtiendo las inclinaciones medidas utilizando un rango de valores para encontrar el par E/I más consistente con el modelo estadístico de variación secular TK03.gad.

Bilardello y Kodama (2010c) encontraron rocas portadoras de magnetita que muestran un rango de valores f entre 0,54 y 0,79 ($N = 9$) y rocas portadoras de hematita con valores entre 0,4 y 0,83 ($N = 15$). Para minimizar los errores de inclinación, Domeier et al. (2012) y Torsvik et al. (2012) aplicaron un solo factor de compactación $f = 0,6$ a todo el universo de rocas sedimentarias sobre las cuales se calcularon PPs. Esta corrección se realizó incluso en las rocas portaban MRD, pMRD y MRQ (magnetización remanente química). La aplicación de un solo factor de aplanamiento es probablemente el enfoque más simple, sin embargo, Bilardello y Kodama (2010a) argumentaron que esto no debería hacerse ya que el error de inclinación depende de la litología.

Los PDPs calculados en este estudio no se ven afectados por errores de inclinación y contribuciones no dipolares. Es por ello que proporcionan un marco de referencia ideal para calcular el factor de compactación promedio correspondiente para que la media de cada grupo temporal se acerque a su respectivo PDP y evaluar si es correcta la hipótesis de corregir por un único factor de compactación a todas las rocas. Este modelo conceptualmente simple debe considerarse como una aproximación y no aporta información sobre la historia de depositación de las rocas. El objetivo de este ejercicio no fue el de encontrar el valor real de compactación, como lo hacen los métodos descritos anteriormente, sino encontrar un valor promedio de compactación para todos los registros derivados sedimentarios que mejor representen el PDP, independientemente de la verdadera historia de depositación de las formaciones. Ya que Bazhenov y Shatshillo (2010) y Muttoni et al. (2003) no encontraron ninguna contribución no dipolar significativa para el Paleozoico tardío, este modelo atribuye el error de inclinación solo a los procesos de compactación mecánica.

Dado el objetivo fundamental de encontrar el valor ideal de f que ajusta todos los registros dentro de un intervalo de tiempo a su PDP correspondiente, se realizó un análisis tipo *bootstrap* (Figura 4.6), dentro de cada grupo temporal de PPs:

- (1) cada dirección paleomagnética (únicamente polos sedimentarios no corregidos por sus autores) fue “descompactada” mediante factores f decrecientes (de una manera similar al test del plegamiento; Figura 4.6) y paso a paso, siguiendo la relación determinada por King (1955) ($\tan(I_m) = f \cdot \tan(I_0)$).
- (2) Para cada paso de descompactación se calculó: la posición de la media del grupo temporal, su parámetro de concentración fisheriano k y la distancia a través de un círculo máximo (*Great Circle Distance*; GCD) al PDP correspondiente;
- (3) A cada paso de descompactación le corresponde un valor de k y una GCD . Es de esperar que la corrección correcta sea la que agrupe más a los polos de cada grupo ($>k$) y la que más acerque su media al PDP ($<GCD$). Por lo tanto, luego de descompactar completamente se obtiene el $k_{m\acute{a}x}$ y el $GCD_{m\acute{i}n}$ de cada proceso completo de descompactación. En cada grupo temporal, este proceso se repitió en 5000 pseudo-muestras creadas aleatoriamente con reemplazo. Los límites de confianza en la estimación para el valor f fueron determinados a partir de la variabilidad del parámetro para todas las pseudo-muestras *bootstrapeadas* que se encuentran entre los valores de 2,5% y 97,5% de las funciones de distribución acumulada empírica (Tauxe et al., 1991). Se predijo que la corrección que refleja la cantidad precisa de aplanamiento para ajustar los datos es la que minimiza el GCD del polo promedio al PDP. También se predijo que el máximo k se obtendría del valor f más cercano al valor verdadero.

4.3.3 Resultados

Devónico tardío - Carbonífero temprano (~ 365 - 320 Ma)

Los datos paleomagnéticos, geológicos e isotópicos indican que el amalgamamiento de los terrenos principales de Gondwana ocurrió durante el intervalo entre 550-530 Ma (Meert, 2001), por lo tanto, los paleopolos más jóvenes deben estar bien agrupados. Se seleccionaron siete polos del Mississippiano de Australia y África (Tabla 4.1, Figura 4.5a). Los polos australianos incluyen cuatro entradas del Devónico Superior (Tabla 4.1) y se utilizaron para calcular la media de Gondwana Oriental, ubicada en Lat. = 14, 7° S, Long. = 17, 45° E ($A95 = 10,5$, $N = 4$, Figura 4.5a, coordenadas de Sudáfrica), estadísticamente indistinguible de la media calculada para Gondwana Occidental ubicada en Lat. = 21, 2° S, largo. = 26, 1° E ($A95 = 6,9$, $N = 3$, Figura 4.5a, coordenadas de Sudáfrica) usando tres entradas de África. Esto demuestra la coherencia este-oeste de Gondwana. Los resultados sólidos para este grupo provinieron de rocas intrusivas de la cuenca de Tin Serririne, que han sido bien datadas en

$347 \pm 8,1$ Ma (entrada # 9, Tabla 4.1). Los 7 vectores normales a los círculos SP calculados se distribuyen en una guirnalda ($\gamma = 0.58$, Figura 4.1a). La normal del mejor plano de ajuste para las normales de los círculos SP corresponde a su intersección, que puede considerarse como una estimación robusta del PDP para el Devónico Tardío - Carbonífero temprano, ubicado en Lat. = $12, 5^\circ$ S, largo. = $17, 5^\circ$ E (E = 5, MAD = 4, 4° , N = 9; Coordenadas de Sudáfrica, Tabla 4.1, Figura 4.5a). La elongación de la distribución de las intersecciones *botstrapeadas*, considerada como una estimación del sesgo, es E = 5. El análisis de compactación sugiere que una somerización de la inclinación correspondiente a un factor de $f = 0,67 \pm 0,25$ ha afectado el conjunto de datos derivados de sedimentos (valor proveniente del promedio obtenido de los Paneles B y C de la Figura 4.6).

Carbonífero tardío (≈ 320 -300 Ma)

De acuerdo con los refinamientos de edad recientes ofrecidos por Opdyke et al. (2014), este grupo incluye una parte del Supercrón de polaridad reversa Kiaman (≈ 318 Ma - 269 Ma). La base de datos del Carbonífero tardío consta de 14 polos, sólo 3 de ellos corresponden a rocas ígneas o sedimentarias corregidas. Los datos de este grupo incluyen la etapa Moscoviana de África que proviene de formaciones geológicas bien datadas (Amenna et al., 2014). Siete polos agrupados corresponden a este continente. Las posiciones de estos polos africanos están en sintonía con un polo de rocas sedimentarias (~ 325 -305 Ma) de Argelia, que es el primer polo carbonífero de África que tiene tanto test de reversión como de plegamiento positivos (Derder et al., 2001). Aunque no hay polos volcánicos de África para esta ventana de edad, la vasta base de datos robustece la técnica de círculos SP intersectantes. Vale la pena señalar que las pequeñas incertidumbres en la reconstrucción del noroeste de África a Sudáfrica afectarán la ubicación del PDP ya que los resultados del noroeste de África son dominantes.

Con respecto a Australia, se encuentra un polo de alta calidad obtenido de Newcastle Range Volcanics, con datación en $316,9 \pm 6,3$ Ma (LAM-ICPMS, Anderson y Lackie, 2003) que registra ambas polaridades, en consonancia con la base del supercrón Kiaman. Klootwijk et al. (1993) encontraron magnetizaciones primarias en complejo Featherbed Volcanics del norte de Queensland. El complejo Featherbed Volcanic está formado por una suite granítica de tipo I carboníferas tardías (las edades Rb-Sr oscilan entre 320 Ma y 300 Ma) y una suite de tipo A Pérmicas tempranas (entre 300 Ma y 280 Ma). El muestreo "Featherbed Volcanics C" se realizó en el tipo I, por lo que se trató como un solo polo (# 10). Esta ventana de tiempo

también incluye el polo volcánico “Star of Hope”, el componente C3 se interpreta con confianza como primario por Klootwijk et al. (1993).

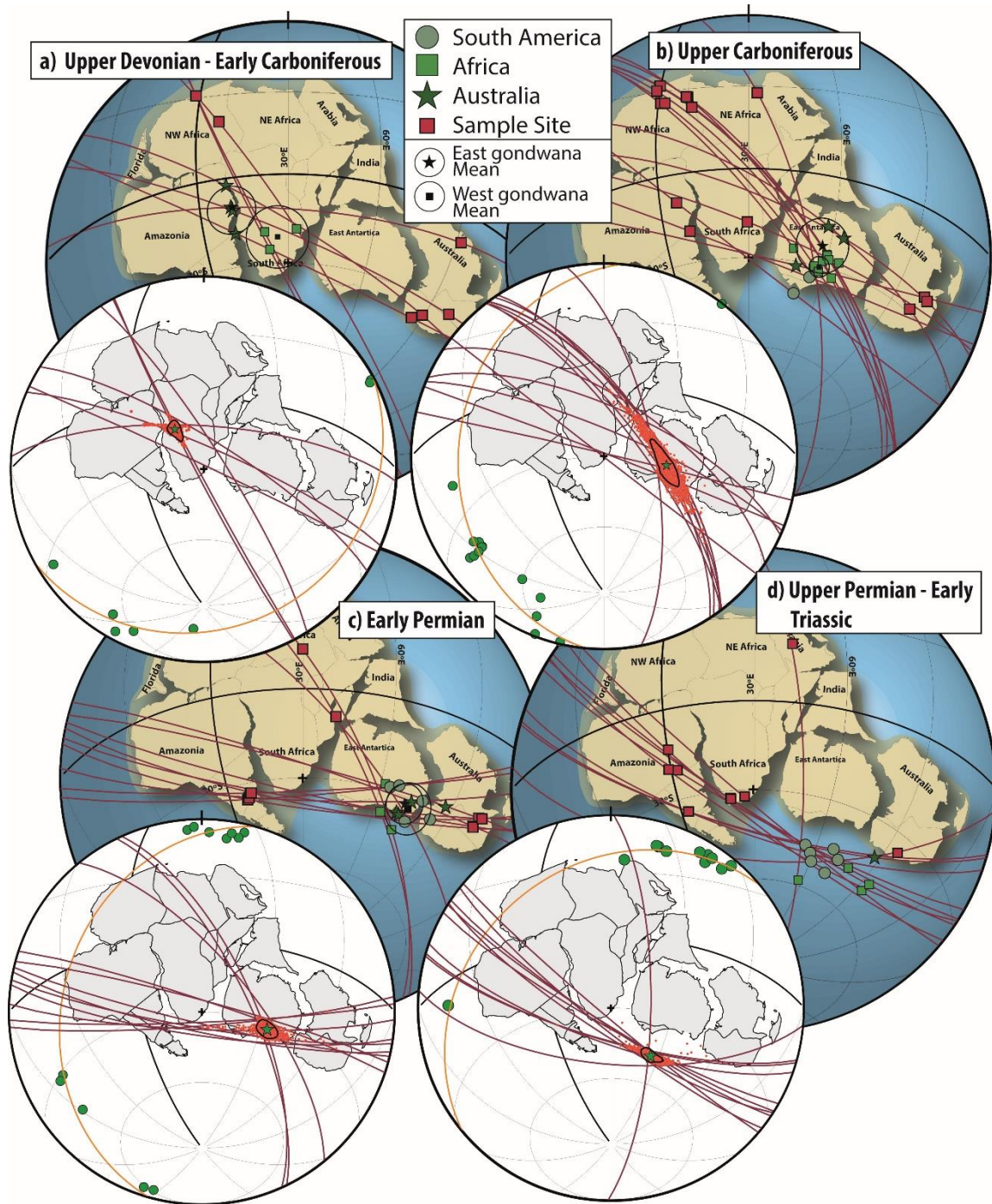


Figura 4.5 Los globos muestran los polos paleomagnéticos de Gondwana. Cada par de sitio de muestreo (cuadrados rojos) - polo (círculos verdes, cuadrados y estrellas representan los polos paleomagnéticos para Sudamérica, África y Australia, respectivamente) están conectados por su correspondiente círculo SP (curvas rojas). Las estrellas y los cuadrados negros representan las medias para el este y el oeste de Gondwana, respectivamente. Las medias se calcularon suponiendo una distribución de Fisher para probar la coherencia intra-Gondwana. Este análisis no se realiza para el panel d, ya que solo hay un sitio de Gondawa oriental. Los globos blancos muestran la distribución de las normales (puntos verdes) de los círculos SP. El mejor plano de ajuste (línea naranja gruesa) está determinado por

el plano que contiene autovectores V1 y V2 de la matriz de orientación. Los puntos rojos representan las estimaciones de 5000 intersecciones *bootstrapeadas* de V3 (5000 intersecciones *bootstrapeadas*). El PDP (estrella verde) está representado por el autovalor máximo de las intersecciones *bootstrapeadas*. La línea negra representa la región de confianza del 95% de las intersecciones *bootstrapeadas* (Fisher y Hall, 1989). Las reconstrucciones muestran: (a) Devónico tardío - Carbonífero temprano, (b) Carbonífero superior, (c) Pérmico temprano y (d) Pérmico tardío - Triásico temprano. Se hace referencia a la Tabla 4.1 para los datos paleopolares y el texto para discusión. Tomado de Gallo et al. (2017).

Estudios recientes de Franco et al. (2012) y Brandt et al. (2009) sobre depósitos glaciales de las cuencas del Paleozoico tardío de América del Sur brindan resultados sólidos para este grupo. Aunque sus edades no están bien establecidas, Cagliari et al. (2016) restringió el límite superior de estas unidades en 298 Ma a partir de edades U-Pb en tobos de la Formación Rio Bonito en la Cuenca de Paraná. Ambos polos muestran polaridad exclusivamente reversa y fueron corregidos por errores de inclinación utilizando el método estadístico de E/I de Tauxe y Kent (2004), resultando en un factor f de compactación de 0,8.

La coherencia estadística entre los paleopolos del este y el oeste de Gondwana (Tabla 4.1) para este segmento de tiempo, admite el análisis de intersección de círculos SP. Las normales para los correspondientes círculos SPs se disponen en una transición entre guirnalda y prolada ($\gamma = 1.13$), esta distribución proporciona una distribución alargada de las intersecciones *bootstrapeadas* (Elongación = 12) en la dirección de paralelismo entre los círculos SP. El polo carbonífero tardío se encuentra en Lat. = 29,5° S, Long. = 60,4° E (E = 12, MAD = 7,9°, N = 14; Tabla 4.1, Figura 4.5b). El análisis de compactación sugiere que una somerización de la inclinación por un factor de $f = 0,95 \pm 0,2$ afecta el conjunto de datos de PPs derivados de sedimentos. Este valor proviene del promedio obtenido de los Paneles B y C en la Figura 4.6. Estos resultados indican que una corrección teórica de los polos sedimentarios contaminaría artificialmente la base de datos, produciendo paleolatitudes incorrectas.

Pérmico temprano (≈290 - 269 Ma)

Este grupo incluye el límite superior del Supercrón Kiaman y por lo tanto tiene sólo polaridad reversa, la base del intervalo Illawarra formará parte del siguiente grupo (Permo-Triásico). La posición del polo para este intervalo de tiempo es probablemente la más discutida en la literatura relevante. Los paleopolos Artkinsianos y del Pérmico temprano obtenidos de Gondwana, están sujetos a incertidumbres, especialmente debido a desviaciones en la inclinación paleomagnética (i.e. errores de inclinación por compactación y contribuciones no-

dipolares). Como se señaló anteriormente, el presente análisis evita las incertidumbres relacionadas a la inclinación de los PPs.

Se incluyen en este grupo los polos paleomagnéticos australianos obtenidos del Complejo Intrusivo de Mount Leyshon y el complejo ígneo Tuckers (Clark and Lackie, 2003) bien datados en 286 ± 6 Ma. La suite de tipo A del campo volcánico Featherbed (Klootwijk et al., 1993) fue combinada en un solo polo (# 33).

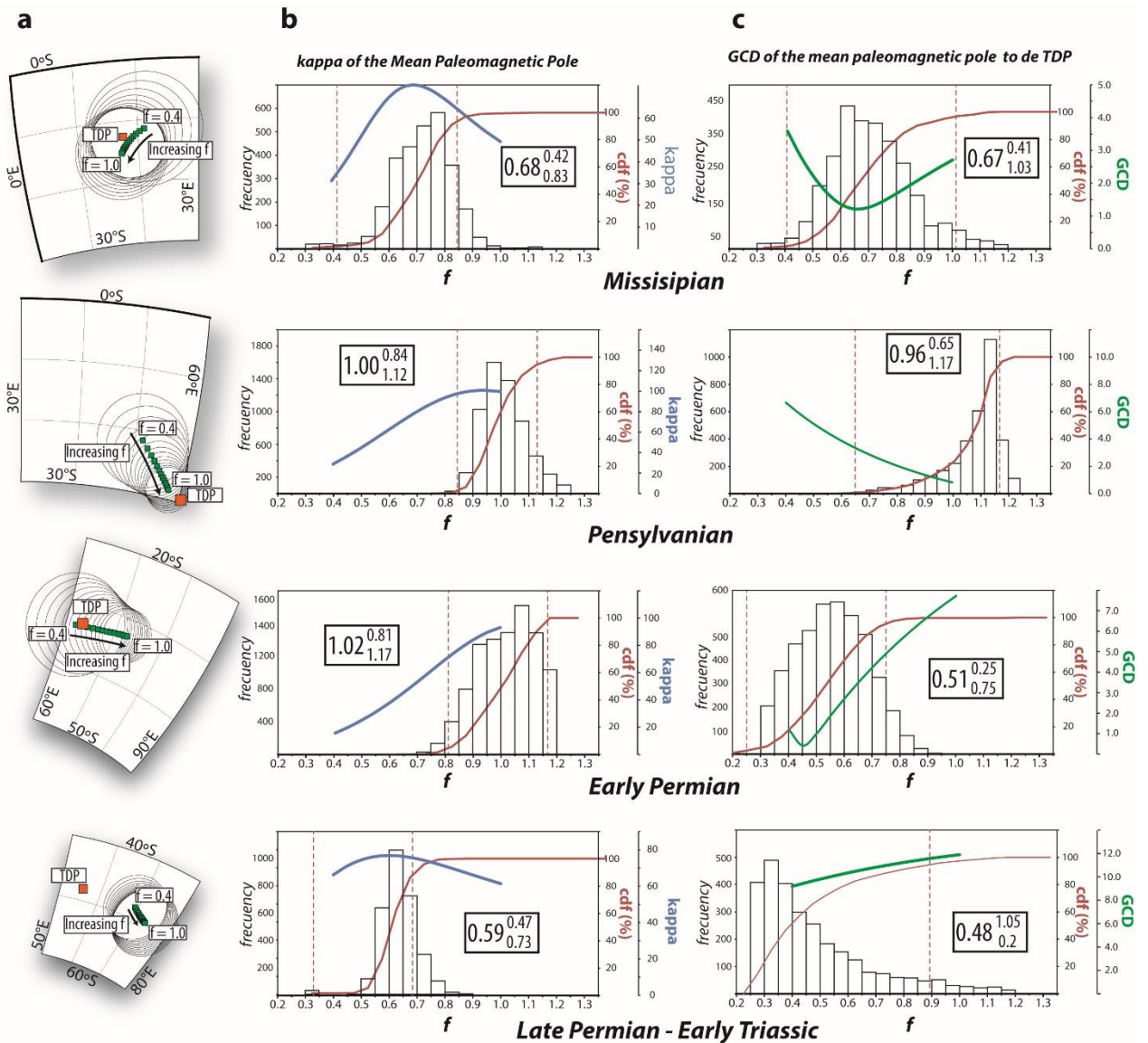


Figura 4.6 Resultados del análisis de compactación para los grupos Devónico tardío - Carbonífero temprano, Carbonífero tardío, Pérmico temprano y Pérmico tardío - Triásico temprano. Los polos sedimentarios no corregidos fueron descompactados por el factor f entre 0,3 y 1,2 en pasos de 0,01 y *bootstrapeados* 5000 veces. (a) Se observa la posición de la media de los PPs (cuadrados verdes) para cada paso de descompactación, con sus respectivos círculos A95. Los cuadrados rojos indican la posición del PDP. (b) El parámetro kappa se calculó para cada paso de descompactación (línea azul) y el kappa máximo y el valor f correspondiente de cada pseudo-muestra se representa como una función de distribución acumulada empírica (*fdae*, línea roja delgada). (c) Para cada paso, se calculó la

GCD de la media de los PPs con el PDP correspondiente (línea verde gruesa) y el GCD_{\min} y el valor de f correspondiente de cada pseudomuestra se representaron como una función de distribución acumulada empírica (f_{dae} , línea roja delgada). La variabilidad de los parámetros se utilizó para estimar los límites de confianza del 95% (líneas discontinuas verticales) que se encuentran entre los valores de 2,5% y 97,5% de las funciones de distribución acumulada empírica. Tomado de Gallo et al. (2017).

Según Brandt et al. (2009), un gran número de los polos de Sudamérica incluidos en este grupo no están basados en magnetizaciones primarias. Sin embargo, este análisis no descarta polos con magnetizaciones secundarias, siempre que la edad de la magnetización este bien definida. Tal es el caso de los paleopolos Tunas I (Tomezzoli y Vilas, 1999) y Tunas II (Tomezzoli, 2001) provenientes de la Formación Tunas, datados radiométricamente en $291,7 \pm 2,9$ Ma y $280,8 \pm 1,9$ (Arzadún et al., 2018; López-Gamundí et al., 2013); su límite inferior está bien determinado y se incluye dentro de este intervalo de tiempo. La exclusiva magnetización de polaridad reversa no se extiende más allá del límite superior de Kiaman (269 Ma). Las diferencias en el tipo y la edad de la magnetización entre la formación Tunas inferior y superior y, por lo tanto, las dos posiciones polares paleomagnéticas diferentes obtenidas, son consistentes con las diferencias geológicas y de ASM entre la base y la parte superior de la sucesión (Arzadún et al., 2016). Lo mismo se aplica a los polos San Roberto y Curacó de la cuenca pérmica de Carapacha (Tomezzoli et al., 2006). No se han encontrado razones para descartar estos polos al analizar la curva. Existe un gran agrupamiento entre los polos del Oeste (Lat. = $32,1^\circ$ S, Long. = $71,7^\circ$ E, $A95 = 5,7$, $N = 7$, PP) y del Este de Gondwana (Lat. = $30,8^\circ$ S, Long. = $75,6^\circ$, $A95 = 5,9$, $N = 5$, Figura 3c), demostrando coherencia entre ambos.

Los polos de Adria no fueron incluidos en esta base de datos debido a que la discusión sobre si Adria era un promontorio africano o no, está fuera del alcance de este trabajo (ver Muttoni et al., 2013; Van Hinsbergen et al., 2014). No obstante, cabe destacar que el paleopolo promedio compilado aquí para todo Gondwana resultó ser estadísticamente indistinto de la media de Adria calculada por Muttoni et al. (2003).

Los datos recopilados para este grupo definen 12 círculos SP que se interceptan en un punto, es decir, el paleopolo no sesgado. Las normales de los correspondientes círculos de SP muestran una distribución en guirnalda ($\gamma = 0,42$). Este PDP se encuentra en Lat. = $33,2^\circ$ S, Long. = $63,3^\circ$ E (elongación = 3, MAD = 4° , $N = 12$, Tabla 4.1, figura 4.5c). El análisis de compactación sugiere que una disminución sutil en la inclinación, correspondiente a un

factor $f = 0,75 \pm 0,21$, ha afectado el conjunto de datos de los PP derivados sedimentarios. Este valor proviene del promedio obtenido de los Paneles B y C de la Figura 4.6.

Pérmico tardío - Triásico Temprano ($\approx 269 - 245$ Ma)

Resultados publicados recientemente para el Permo-Triásico de Sudamérica y Sudáfrica (Domeier et al., 2011c, 2011b; Ernesto et al., 2015; Lanci et al., 2013; Yokoyama et al., 2014) agregan nueva información de rocas ígneas y sedimentarias corregidas por compactación. Este grupo muestra un gran agrupamiento de PPs. La mayoría de estos polos muestran polaridad mixta, lo que indica que su magnetización fue adquirida durante el intervalo de polaridad mixta Illawarra, que define el final del SPRK. Las normales de los círculos DP correspondientes, muestran una distribución en guirnalda ($\gamma = 0,43$). La técnica arroja paleopolo ubicado en Lat. = $48,2^\circ$ S, Long. = $55,4^\circ$ E (Elongación = 4, MAD = $3,6^\circ$, N = 11, Tabla 1, Figura 4.5d). El análisis de compactación sugiere que una disminución en la inclinación correspondiente a un factor de $f = 0,61 \pm 0,2$ (promedio obtenido de los paneles B y C en la Figura 4.6) ha afectado el conjunto de datos no corregidos por compactación.

4.4 Discusiones sobre el Análisis dipolar puro de la Curva de Deriva Polar Aparente de Gondwana durante el Paleozoico tardío: implicancias en la evolución de Pangea

Se construyó una novedosa CDPA utilizando los polos dipolares puros y no sesgados calculados en este estudio (Figura 4.7). Es destacable que las diferencias entre los PDPs y los promedios paleomagnéticos calculados con la fórmula del DAG son estadísticamente iguales (Tabla 4.1, material suplementario). Esto ilustra la precisión tanto de las determinaciones paleomagnéticas como de las reconstrucciones tectónicas en el contexto de un campo geomagnético predominantemente dipolar, axial y geocéntrico, respaldando aún más los análisis previos del geodínamo durante el Paleozoico tardío (e.g. Bazhenov y Shatsillo, 2010; Evans et al., 2014).

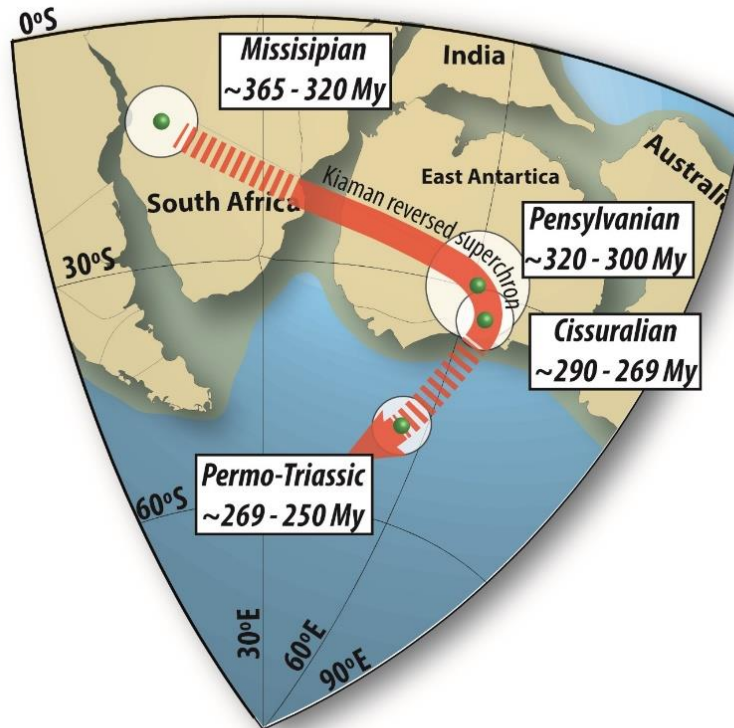


Figura 4.7 Posiciones medias de los polos de la CDPA de Gondwana durante el Paleozoico en coordenadas sudafricanas y el correspondiente A95 calculado en este estudio (Tabla 4.1). Tomado de Gallo et al. (2017).

Los valores de f obtenidos a partir del análisis de compactación se encuentran entre $\approx 0,45$ y 1 dependiendo de cada grupo temporal (Figura 4.6). Por esa razón, se argumenta que la aplicación de un único factor de corrección teórica para todo el universo de rocas sedimentarias clásticas conduce a posiciones latitudinales incorrectas y se recomienda fuertemente dejar de aplicarlo ya que introduce un sesgo artificial en el registro paleomagnético.

Considerando este segmento de la CDPA como robusto, se procede a la reconstrucción de Gondwana con respecto a Laurusia debido a que uno de los objetivos fundamentales de esta tesis es aportar en el entendimiento de la compleja evolución y formación de Pangea en las primeras etapas de amalgamamiento. Para el análisis paleogeográfico, las reconstrucciones internas se calcularon en coordenadas del sur de África siguiendo los parámetros de Torsvik et al. (2012). Para esta reconstrucción cada cratón fue tratado de forma independiente, utilizando sus registros paleomagnéticos.

Los datos paleomagnéticos de Laurentia se encuentran sesgados por errores de inclinación por compactación (Domeier et al., 2011a) ya que su registro depende en gran medida de paleopolos derivados de estratos rojos. Como dijimos anteriormente, no se deben realizar correcciones teóricas en los paleopolos derivados de rocas sedimentarias. Con el objetivo de evitar estas correcciones, se seleccionaron a partir de la base de datos realizada por Torsvik et al. (2012) de Laurentia y Europa estable, únicamente los polos de rocas ígneas y aquellos corregidos por compactación (Tabla 4.3, Figura 4.8) con el mismo enfoque utilizado por Kent y Irving (2010) y Muttoni et al. (2003). Como se supone que Laurentia y Eurasia son parte de la misma placa tectónica (llamada Laurusia) en los tiempos de Pangea, se permitiría el uso de polos europeos para Laurusia. Sin embargo, existe una fuerte incoherencia entre los polos paleomagnéticos más antiguos que ≈ 270 Ma de Laurentia y Europa estable (Figura 4.7). Recientemente, Meijers et al. (2010) señalan los resultados fuertemente discordantes de sus resultados para el Carbonífero superior de Europa y aquellos de Bilardello y Kodama (2010b, 2010d) y Kodama (2009) provenientes de Laurentia.

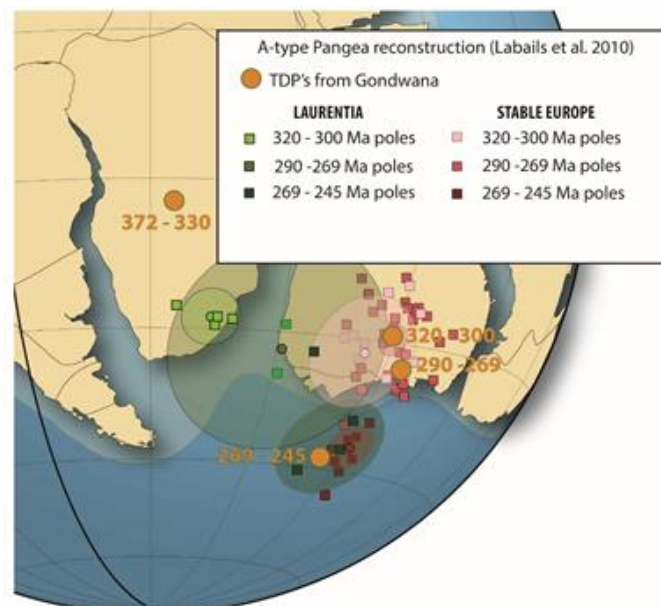


Figura 4.7 Polos de rocas ígneas y corregidos por compactación seleccionados de la base de datos de Laurentia y Europa estable por Torsvik et al. (2012). Tomado de Gallo et al. (2017).

Un enfoque para evitar el desacuerdo mencionado es tratar a Laurusia como un cratón estático (Domeier et al., 2012; Torsvik et al., 2012) y calcular una CDPA compuesta enmascarando esta discrepancia a partir del cálculo de promedios fisherianos. Como las incongruencias paleomagnéticas entre Laurentia y Europa están fuera del alcance de este

documento, se trata a Laurentia y a Europa estable como masas de tierra independientes (Tabla 4.3).

Nos enfocamos entonces en la reconstrucción de Laurentia, Europa estable y Gondwana como cratones independientes y de acuerdo a sus registros paleomagnéticos. Al crear las proyecciones, el movimiento de los bloques más grandes se estableció utilizando las regiones de confianza del 95% de los PP y experimentando con la incertidumbre longitudinal del paleomagnetismo, que es la idea subyacente de Irving (1977) para superar las superposiciones cratónicas.

Como comentamos anteriormente, los polos paleomagnéticos promedio más viejos que ≈ 270 Ma de Laurentia son significativamente inconsistentes con los datos europeos y de Gondwana, lo que produce discrepancias entre las posiciones continentales, lo que indica la necesidad de una alternativa a la paleogeografía de Pangea tipo A. Este es un punto crítico en la discusión sobre la paleogeografía de Pangea.

Para el Carbonífero tardío, Europa estable podría ser compatible con una configuración de tipo Pangea A, ya que su polo paleomagnético promedio cae dentro de la región de confianza del polo promedio de Gondwana (Figura 4.8c). Sin embargo, como vimos anteriormente, la gran distancia entre la posición promedio de Laurentia para $\sim 320 - 300$ Ma y el PDP contemporáneo de Gondwana en esta reconstrucción de Wegener es $\approx 23^\circ$, suficientemente grande como para considerar a Europa y Laurentia como cratones independientes para este tiempo. Ajustar a Laurentia en una reconstrucción de Pangea A implicaría tratar a Laurasia como una masa de tierra única, calcular un promedio fisheriano asumiendo que la distribución lo es e ignorar esta discrepancia. Se argumenta que esta separación se debe a un factor adicional, es decir, a una paleogeografía incorrecta.

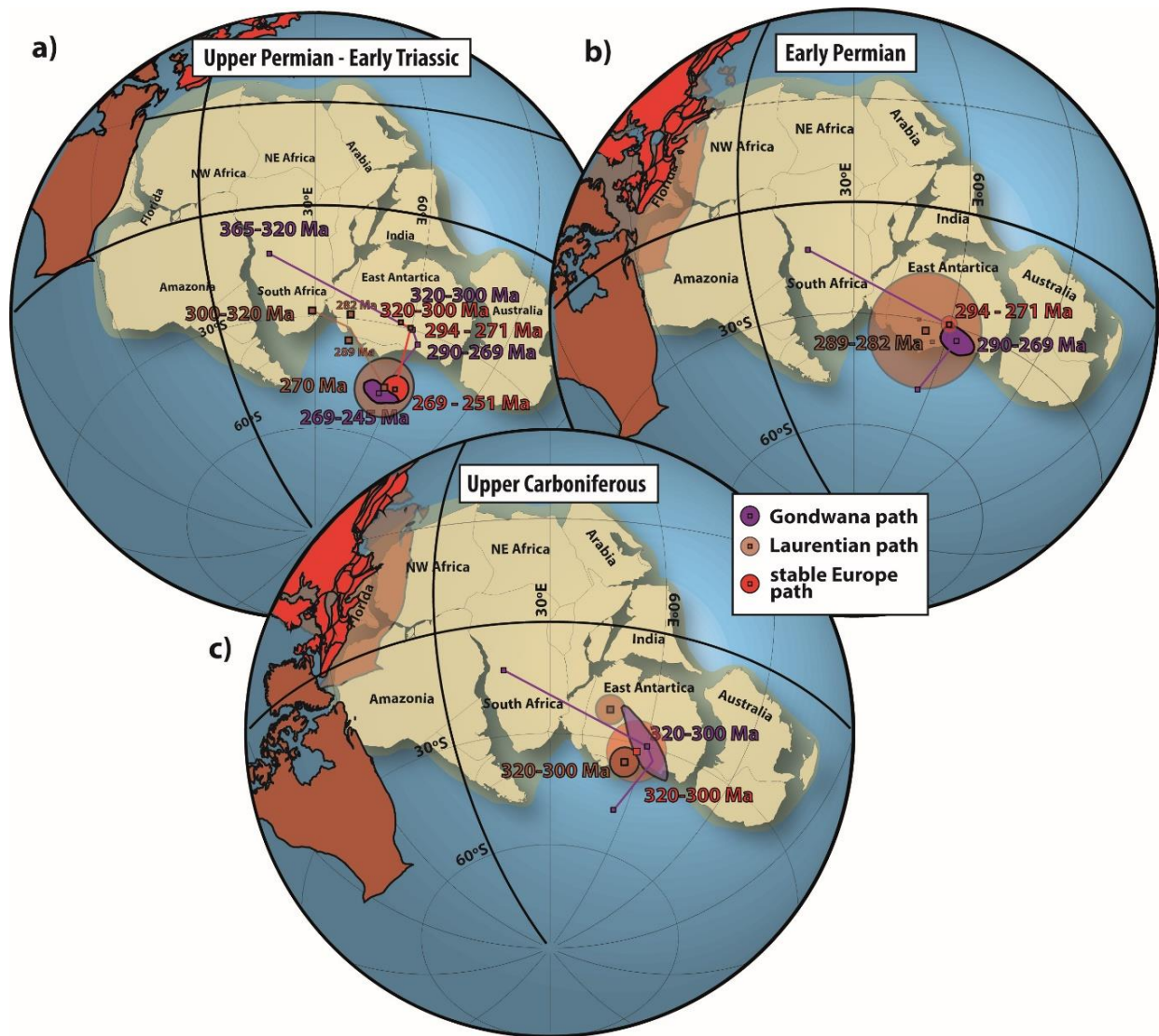


Figura 4.8 Reconstrucción paleogeográfica en coordenadas sudafricanas para el (a) Permo-Triásico, (b) Pérmico temprano y (c) Carbonífero tardío. Los continentes y los paleopolos se rotaron independientemente para cada segmento de tiempo utilizando los polos de Euler enumerados en la Tabla 4.2. (a) Reconstrucción de Pangea antes de la ruptura, siguiendo los parámetros de Labails et al. (2010) y Torsvik et al. (2012). Los polos marrón y rojo provienen de los polos sin compactación de Laurentia y de Europa estable, respectivamente (Tabla 4.3) y los polos magenta muestran la CDPA de Gondwana resultante de este estudio (Tabla 4.1). Tener en cuenta el gran desacuerdo entre los polos de más de 270 Mi. (b) Posiciones relativas entre Gondwana y Laurentia de acuerdo con una Pangea tipo B apta para el Pérmico temprano. (c) Reconstrucción paleogeográfica para el carbonífero tardío. La preservación de una configuración Pangea tipo A llevaría a una superposición de ~ 1500 km entre Laurentia (Laurentia marrón transparente) y Gondwana que se resuelve al desplazar Laurentia hacia el Oeste (e.g. Irving, 1977). Tomado de Gallo et al. (2017).

Se requiere de una gran superposición entre los cratones de Gondwana y Laurentia (≈ 2400 km, Figura 4.8c) para preservar la forma de la Pangea Wegeneriana durante el Carbonífero tardío y mantener al mismo tiempo el ajuste de los PPs. Para evitar dicho solapamiento, Laurentia debe girarse $\sim 55^\circ$ en el sentido antihorario alrededor de un polo de Euler ubicado

en su paleopolo carbonífero tardío (Figura 4.8c), lo que significa que una vez reconstruido, debe trasladarse longitudinalmente (que es la idea subyacente de Irving, 1977). Europa debe rotarse junto a Laurentia para preservar Laurusia. El movimiento relativo entre Europa y Laurentia implica una deformación para ese momento y desafía las reconstrucciones globales existentes para el Paleozoico. Estas deformaciones podrían encontrarse documentadas como rotaciones según ejes verticales y zonas de cizalla en un estudio reciente de Pastor-Galán et al. (2015) en el sur de Irlanda para el Carbonífero tardío y el Pérmico más temprano y en el Rift de Oslo, que consta de al menos tres segmentos principales de desgarro dextral (Olaussen et al., 1994).

Para el Pérmico temprano, preservar la fisonomía de Pangea A implicaría una superposición latitudinal de ~ 800 Km de las regiones cratónicas de Laurentia y Gondwana (Figura 4.8b). Para superar esta discrepancia, se debe apelar a la incertidumbre longitudinal del paleomagnetismo. La solución, entonces, es mover Norteamérica hacia el oeste en una configuración de tipo B para poner de acuerdo el paleopolo de 289-282 Ma de Laurentia (Tabla 4.3) con el PDP Pérmico temprano (~ 290 - 269 Ma; Figura 4.7b). Nuevamente, Europa debe rotarse con Laurentia para preservar Laurusia.

Antes de su ruptura en el Jurásico, la configuración wegeneriana de Pangea es un escenario ampliamente aceptado y se encuentra sustentado por una gran cantidad de evidencia geofísica, como líneas sísmicas, magnetometría y gravimetría (Labails et al., 2010). La reconstrucción aquí realizada revela un fuerte acuerdo entre los polos Pérmico tardío - Triásico Temprano (269 - 245 Ma; Figura 4.8a) de Gondwana, Laurentia y Europa estable. Dado que los debates históricos han llevado las discrepancias hasta el inicio del Mesozoico, hay que destacar que esta contribución admite una configuración de tipo Pangea A desde el Pérmico tardío (269 Ma) en adelante.

Con los datos disponibles, sostengo, tal como planteara Irving (1977), que las etapas más tempranas de la formación de Pangea fueron dominadas por convergencia dextral de acuerdo a una configuración de tipo Pangea B, generando un escenario complejo durante el amalgamamiento de Pangea (Figura 4.9). Dado que la aceptación de Pangea A desde los principios del amalgamamiento requeriría poner en duda valiosos datos de Laurentia, se sostiene que nuevos estudios, específicamente sobre rocas ígneas provenientes de Laurentia, proporcionarán conclusiones más sólidas sobre un tema que luego de “la reconciliación” (Domeier et al., 2012), parecía haber terminado.

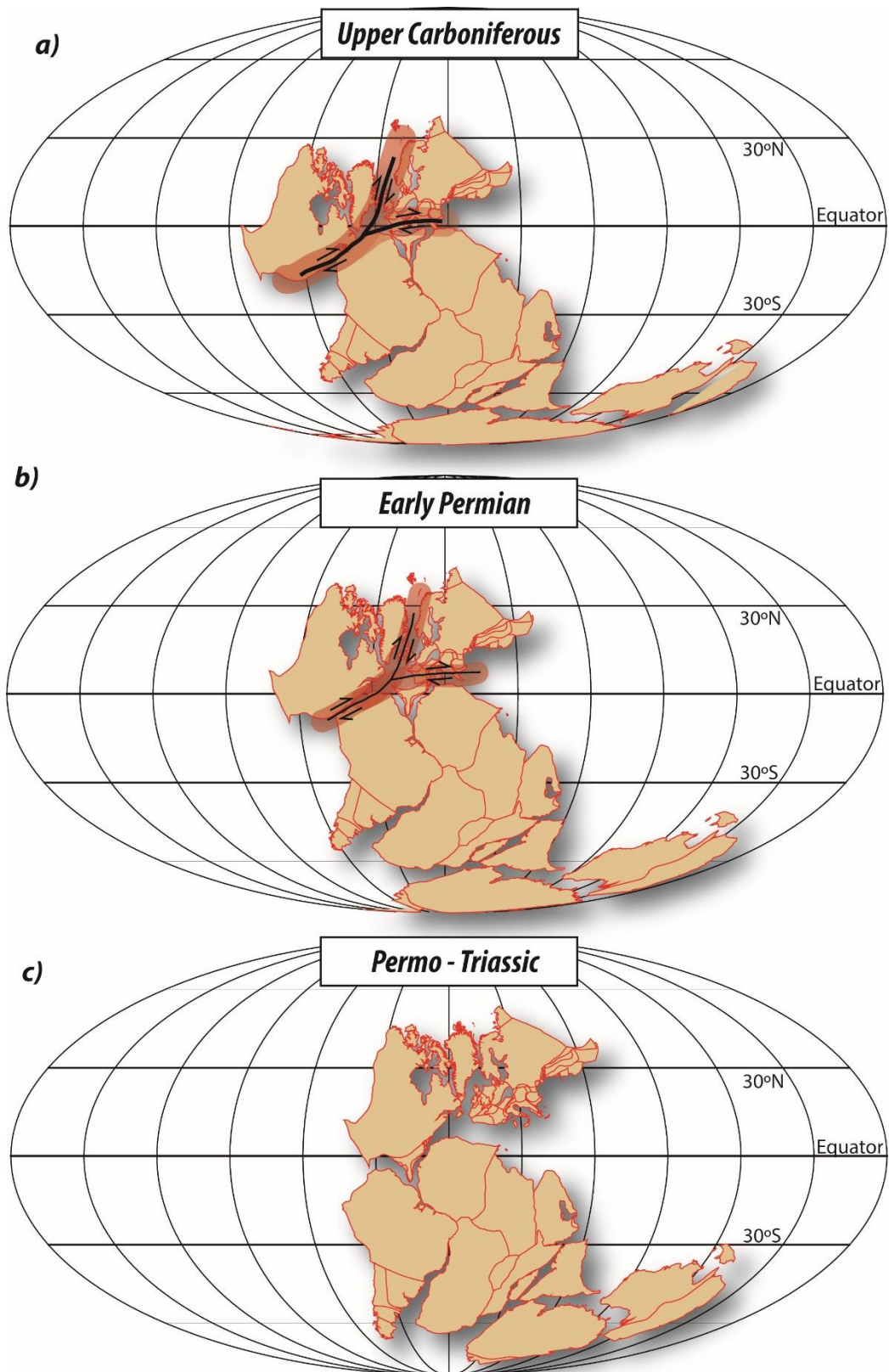


Figura 4.9 Reconstrucciones paleogeográficas de Gondwana, Laurentia y Europa durante sucesivas etapas entre (a) el Carbonífero tardío, (b) Pérmico temprano y (c) Permo-Triásico. Tomado de Gallo et al. (2017).

La principal crítica sobre la transición de Pangea B a Pangea A involucra la existencia de una zona de cizalla dextral de escala continental. Con respecto a esta discusión, en los últimos años se han encontrado evidencias que apuntan a una historia más compleja y larga del evento de colisión entre Gondwana y Laurasia. Díez-Fernández et al. (2012) y Arenas et al. (2014) documentaron que las primeras etapas del amalgamamiento del supercontinente estuvieron dominadas por convergencia dextral. La tectónica lateral jugó un papel importante a través de la orogénesis variscica (Díez Fernandez et al., 2016). Se cree que una zona de cizalla dextral de escala continental entre Gondwana y Laurasia habría atravesado Europa occidental actual, actuando como una falla transforme entre continentes e incluyendo una serie de zonas de cizalla en echelón, conectadas a los límites convergentes de los Apalaches y los Urales (Martinez Catalan, 2011; Martínez Catalán et al., 2007; Shelley et al., 2002). La evidencia de tales movimientos de cizalla dextral en la litosfera, está respaldada a partir de rotaciones paleomagnéticas (Aubele et al., 2014, 2012, Edel et al., 2014, 2015), anisotropía de susceptibilidad magnética (Denèle et al., 2008; Olivier et al., 2016), geoquímica y evidencias estructurales (Díez Fernandez et al., 2016; Martínez Catalán et al., 2007; Rabin et al., 2015) y puede extenderse hasta México (Dowe et al., 2005) y los Apalaches (Hatcher, 2002; Shelley et al., 2002). La evidencia faltante para aportar al entendimiento de la compleja evolución y formación de Pangea parece haber comenzado a aparecer en los últimos años. El escenario tectónico global propuesto en este capítulo explica las diversas implicancias geodinámicas y tectónicas de un patrón complejo de deformación.

4.5 Un enfoque no paramétrico para evaluar la precisión del ajuste de planos a nubes de puntos: hacia umbrales más confiables.

La siguiente sección fue publicada en:

Gallo, L. C., Cristallini, E. O., & Svarc, M. (2018). A nonparametric approach for assessing precision in georeferenced point clouds best fit planes: Toward more reliable thresholds. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123, 10297 – 10308.

Como vimos, el ajuste de planos a puntos en el espacio es esencial en muchos campos dentro de las geociencias. Sin embargo, reconocimos que la confiabilidad de estos planos de mejor ajuste depende de la distribución y geometría del conjunto de puntos, éstos, evaluados con parámetros basados en los autovalores del análisis del momento de inercia. A pesar de su importancia, pocos estudios han abordado las incertidumbres del análisis y esto afecta negativamente la reproducción de los resultados, una de las piedras angulares de la labor científica. Para contribuir a la cuestión descuidada de la precisión de análisis del momento de inercia, hemos desarrollado un esquema de remuestreo de tipo *bootstrap* para descubrir empíricamente la distribución de incertidumbres en la orientación de los planos de mejor ajuste. La dispersión de los vectores normales al mejor plano de ajuste *bootstrapeados*, se considera una medida de precisión, evaluada como la máxima distancia angular a la solución óptima. Este razonamiento se testeó utilizando muestras generadas a partir de simulaciones de Monte Carlo que cubren una amplia gama de parámetros de forma para evaluar la dependencia entre estos parámetros de forma y su sesgo inherente. Nuestros resultados muestran que la foliación de la nube de puntos es un parámetro robusto para evaluar la confiabilidad del mejor plano de ajuste. Dado esto, el método luego se aplicó a un conjunto de datos lidar de acceso público y nuestros hallazgos demostraron ser válidos. Argumentamos que los conjuntos de puntos o vectores con un parámetro de foliación mayor que 3 y 1,5 pueden ubicarse en niveles de confianza del 95% de 5 y 10 grados respectivamente. Proponemos utilizar estos valores como umbrales para obtener ajustes robustos de planos, garantizando resultados reproducibles para la investigación científica.

Introducción

La reproducción de los resultados es una de las piedras angulares del esfuerzo científico. Sin embargo, una creciente falta de reproducibilidad de los estudios científicos ha causado preocupación sobre los métodos estadísticos comunes (por ejemplo, Baker, 2016; Benjamin et al., 2018). Como investigadores, queremos tener información sobre la población involucrada en un estudio, y queremos saber si nuestros resultados pueden reproducirse o no. Por lo tanto, se necesitan alternativas a los métodos estadísticos comunes para evaluar la precisión y la variabilidad.

Motivados por una plétora de tecnologías digitales modernas, estamos en el umbral de mejoras significativas en la resolución espacial de las geociencias (McCaffrey et al., 2005). Las nuevas técnicas incluyen la adquisición de afloramientos digitales y de altimetría terrestre de nubes de puntos tridimensionales de extrema precisión (por ejemplo, lidar terrestre, fotogrametría digital terrestre o fotogrametría digital basada en vehículos no tripulados; ver Telling et al. (2017) y sus referencias).

Una aplicación importante de estos métodos incluye la adquisición de discontinuidades estructurales, como fallas, diaclasas y fracturas. La extracción y la orientación de esas características hace posible describir las redes de fracturas, que pueden ser críticas para evaluar la estabilidad de masas rocosas (por ej. Riquelme et al. 2015), el flujo de fluidos sub-superficial (por ejemplo, Wilson et al. 2011) o reservorios fracturados naturalmente (por ejemplo, Biber et al. 2018).

Han sido desarrollados varios procedimientos manuales, semiautomáticos y supervisados para la reducción de datos estructurales, que permiten representaciones tridimensionales de lineamientos estructurales (Lato et al., 2009; Li et al., 2016; Seers y Hodgetts, 2016a; Vasuki et al., 2014), así como puntos de superficies geológicas casi planas (Chen et al., 2016; García-Sellés et al., 2011; Gomes et al., 2016; Lato et al., 2009; Riquelme et al., 2014; Seers y Hodgetts, 2014; Slob et al., 2005; Wang et al., 2017). Estas representaciones de planos permiten realizar la evaluación del plano de mejor ajuste y estimar su orientación correspondiente (Dueholm y Olsen, 1993; Pringle et al., 2006).

El enfoque para obtener la orientación de un conjunto de puntos consiste en estimar el momento de inercia (i.e. tensor de orientación, matriz de covarianza o componentes principales) de un conjunto de nodos (sean vectores o puntos en el espacio) y utilizar el eje del momento máximo de inercia como el polo al plano de mejor ajuste (es decir, el plano de

mínimos cuadrados: Fernández, 2005; Kirschvink, 1980; Woodcock, 1977). La descomposición en autovalores de las matrices de covarianza es ampliamente utilizada, pero la precisión de este análisis es un problema descuidado.

Usando la ubicación espacial de terremotos, este método también puede reconstruir la estructura de la parte activa de una red de fallas (e.g. Ouillon et al., 2008; Wang et al., 2013). La extracción de información acerca de planos de estratificación y su influencia en deslizamientos es evaluada a través de este análisis (e.g. Santangelo et al., 2015) que también se utiliza en estudios arqueológicos (McPherron, 2017) e incluso en investigación biomédica (Palit et al., 2017).

Yendo más allá de las superficies, el análisis del momento de inercia tiene una aplicación mucho más amplia en las geociencias. Adoptado como una forma útil de resumir datos de orientación tridimensionales, se utiliza para cuantificar la forma de las fábricas sedimentarias (Benn, 1994), o la orientación cristalográfica en imágenes de tomografía computada (Chatzaras et al., 2016; Ketcham, 2005) e incluso se usa para clasificar formas de cristales de hielo (Gough et al., 2012). Además, este procedimiento se usa comúnmente para estimar líneas y planos de mejor ajuste a lo largo de caminos de desmagnetización a partir de datos paleomagnéticos (Kirschvink, 1980) y, como vimos en el principio de este capítulo, para calcular la intersección de círculos máximos (Gallo et al., 2017).

La robustez del plano de mejor ajuste depende en gran medida de la distribución subyacente de la nube de puntos o vectores. La precisión disminuye a medida que la distribución del conjunto de datos se aleja de la distribución plana ideal (guirnalda) hacia una configuración colineal o prolada (Fernández, 2005; Seers y Hodgetts, 2016b). Por lo tanto, las configuraciones colineales o proladas hacen que los planos de mínimos cuadrados (PMC) sean menos precisos y propensos al ruido. No se ha explorado hasta qué punto puede ser así y relativamente pocos estudios abordan las incertidumbres en el análisis (Jones et al., 2016; Seers y Hodgetts, 2016b son los limitados ejemplos).

En esta sección, presentamos un novedoso procedimiento no paramétrico para evaluar la incertidumbre en la estimación del plano de mejor ajuste, cuantificamos su solidez utilizando un esquema de tipo *bootstrap* para descubrir empíricamente la distribución de incertidumbres en los planos orientados y se hace sin información previa. El nuevo método nos permitirá evaluar el error de la estimación y construir intervalos de confianza de una manera totalmente sostenida en los datos. Al analizar los datos, la incertidumbre estimada se puede utilizar para desarrollar modelos más precisos a partir de la comprensión absoluta

de la naturaleza y las limitaciones de las estimaciones. El método *bootstrap* se puede usar para proporcionar estimaciones precisas de la variabilidad de los parámetros y evita la necesidad de realizar suposiciones arriesgadas acerca de la distribución de los datos.

Para probar la validez de las estadísticas no paramétricas propuestas, aplicamos el esquema de remuestreo a muestras de superficie y nubes de puntos generadas estocásticamente (es decir, a partir de simulaciones de Monte Carlo) con un amplio espectro de distribuciones espaciales subyacentes.

El Análisis del momento de inercia para estimar planos de mejor ajuste y su sesgo inherente

Existen varios métodos para extraer el plano que mejor se ajusta a una nube de puntos (aclaración: cuando se refiere a nubes de puntos extender el razonamiento a vectores en el espacio como los pensamos en paleomagnetismo), incluidas las regresiones planares múltiples (ver ecuaciones en Press et al. 1986)) y los algoritmos de consenso y muestra aleatoria (RANSAC: Fischler y Bolles 1981), basados en la segmentación iterativa de la nube de puntos para refinar los coeficientes de las ecuaciones mediante la estimación de cuadrados mínimos después de la eliminación de valores atípicos (Chen et al., 2016; Ferrero et al., 2009).

En este estudio, como vimos anteriormente, usamos la descomposición de la matriz de covarianza en autovalores y autovectores para estimar el plano de mejor ajuste. Este enfoque sigue el proceso utilizado en el análisis estructural estándar para definir distribuciones en guirnalda (Woodcock, 1977). El momento de inercia de un conjunto se estima a partir de los vectores que se obtienen al unir cada punto con el centro de masa de la nube $[\bar{x}, \bar{y}, \bar{z}]$ (Figura 4.10). \mathbf{T} es la matriz de orientación (Scheidegger, 1965), equivalente a la matriz de covarianza empírica de la nube de puntos,

$$\mathbf{T} = \begin{bmatrix} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 & \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) & \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(z_i - \bar{z}) \\ \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})(x_i - \bar{x}) & \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 & \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})(z_i - \bar{z}) \\ \sum_{i=1}^n (z_i - \bar{z})(x_i - \bar{x}) & \sum_{i=1}^n (z_i - \bar{z})(y_i - \bar{y}) & \sum_{i=1}^n (z_i - \bar{z})^2 \end{bmatrix}$$

Como $\mathbf{T}/(n-1)$ es la matriz de covarianza empírica de la nube de puntos, \mathbf{T} es una matriz definida como positiva y simétrica, por lo tanto, es susceptible de descomponerse en autovalores y autovectores. Sean λ_1, λ_2 and λ_3 los autovalores de \mathbf{T} , positivos, asumimos $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3$ y denotamos $\mathbf{V}_1, \mathbf{V}_2, \mathbf{V}_3$ a los correspondiente autovectores ortogonales. El eje del momento de máxima inercia (\mathbf{V}_3) es el polo del plano de mejor ajuste (Figura 4.10). El plano de mejor ajuste es el hiperplano ocupado por los autovalores \mathbf{V}_1 y \mathbf{V}_2 que contienen el centro de masa de la nube de puntos $\bar{x}, \bar{y}, \bar{z}$.

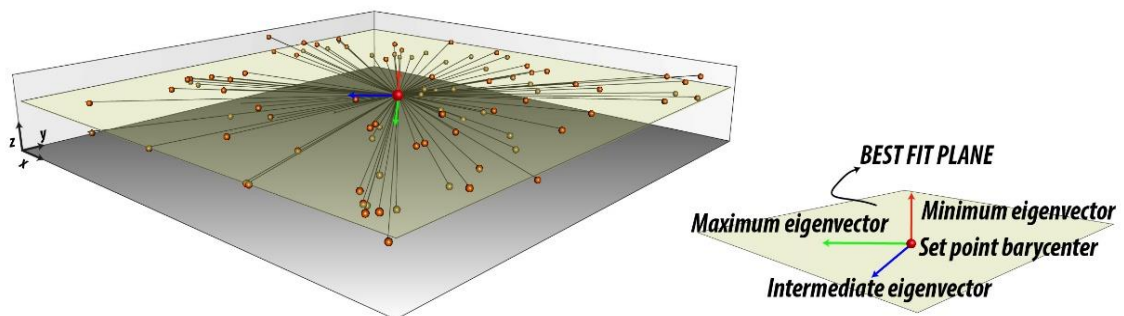


Figura 4.10 El momento de inercia de un conjunto de puntos se calcula a partir de los vectores que vinculan cada punto al centro de masa de la nube de puntos (punto rojo) $[\bar{x}, \bar{y}, \bar{z}]$. El plano de mejor ajuste es el hiperplano ocupado por los autovalores \mathbf{V}_1 y \mathbf{V}_2 que contienen el centro de masa de la nube de puntos $\bar{x}, \bar{y}, \bar{z}$. Tomado de Gallo et al. (2018).

Los autovalores derivados de \mathbf{T} han sido utilizados ampliamente como indicadores de la forma de la fábrica (Woodcock, 1977), asumiendo que la media de los vectores unitarios coincide con el origen $[0, 0, 0]$. De aquí en adelante, asumimos que el origen se ha desplazado al centro de masa. Usamos el logaritmo de las relaciones entre los autovalores para caracterizar la forma y orientación de la nube de puntos, según lo expuesto por Woodcock (1977) y como usualmente se analizan los datos de anisotropía de susceptibilidad magnética. El achatamiento (O por su sigla en inglés, *oblateness*) se define como $\ln(\lambda_2/\lambda_3)$, mientras que el alargamiento (P por su sigla en inglés, *prolateness*) está dada por $\ln(\lambda_1/\lambda_2)$. Siguiendo la convención declarada por Flinn (1962), se grafica la lineación (P) frente a la foliación (O)

en la Figura 4.11. Los *clusters* simétricos y uniaxiales se ubican a lo largo de la línea $\ln(\lambda_2/\lambda_3) = 0$, mientras que las distribuciones oblatas y axialmente simétricas se trazan a lo largo de la línea $\ln(\lambda_1/\lambda_2) = 0$. En el resto del gráfico aparecen las configuraciones que tienen tendencias tanto oblatas como proladas, que se cuantifican por la colinealidad de los puntos o vectores $K = \ln(\lambda_1/\lambda_2)/\ln(\lambda_2/\lambda_3)$. El parámetro $M = \ln(\lambda_1/\lambda_3)$ es una estimación de la coplanaridad de los puntos o vectores y una medida de la intensidad de la forma. Estos dos parámetros tienen como objetivo describir la bondad del ajuste y la confiabilidad del modelo ajustado. La Figura 4.11 muestra seis distribuciones generadas estocásticamente que cubren una amplia gama de distribuciones de forma.

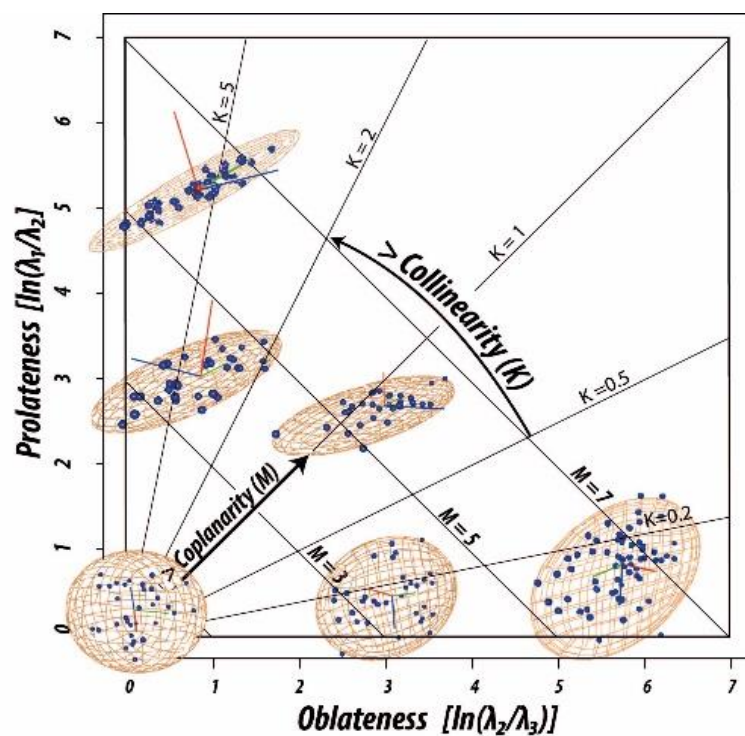


Figura 4.11 Distribución espacial de datos puntuales de acuerdo a diferentes parámetros de forma calculados a partir de los autovalores. Modificado de Woodcock (1977). Tomado de Gallo et al. (2018).

El uso del momento de inercia máximo como polo del plano de mejor ajuste proporciona una estimación de la orientación deseada, pero no proporciona información sobre su precisión. Schmidt (1985) descubrió por primera vez que para los métodos de convergencia de círculos máximos (es decir, el plano de mejor ajuste a las normales de los círculos máximos convergentes, tal como fue descrito en la sección 4.3) la precisión de la intersección dependía de la distribución de los datos subyacentes y argumentó que el sesgo inherente del

método se minimizaba cuanto más lejos estaban las normales de ser colineales. Fernández (2005) indica que para un conjunto de puntos altamente colineales (K) se pueden definir muchos planos con un grado de ajuste similar y para un conjunto de puntos perfectamente colineales (K tendiente a infinito), se pueden definir infinitos planos con diferentes orientaciones. Experimentos numéricos realizados por Seers y Hodgetts (2016a) confirmaron el deterioro sistemático en la precisión estimada de los planos ajustados de acuerdo aumenta de la colinealidad de los puntos. En definitiva, la confiabilidad del plano de mejor ajuste depende de la distribución de la nube de puntos.

Aquí se aplicó una técnica de remuestreo *bootstrap* para evaluar la confiabilidad del ajuste, y se encontró que la dispersión de los vectores normales *bootstrapeados* se puede utilizar como una medida de precisión. Luego, probamos la validez del enfoque en muestras simuladas mediante técnicas de Monte Carlo que cubrieron una amplia gama de formas y distribuciones.}

Evaluando de la precisión de las soluciones: un enfoque no paramétrico mediante la técnica del *bootstrap*

Abordamos entonces el problema de evaluar la bondad de ajuste del procedimiento. Recientemente, Seers y Hodgetts (2016a) enfrentaron un problema similar en un contexto de ajuste de planos a lineamientos estructurales: para ello evaluaron las distribuciones de vectores unitarios en el círculo y la esfera, utilizando las estadísticas de Bingham y Fisher y asumiendo distribuciones de Bingham y von Mises respectivamente. Las suposiciones paramétricas que hicieron acerca de las estadísticas direccionales se describen detalladamente en Fisher et al. (1987) y sus referencias. La adopción de supuestos paramétricos sobre estadísticas direccionales ofrece ventajas considerables como reducir la bondad de ajuste a la estimación de algunos parámetros. No obstante, en muchas situaciones, las funciones de distribución paramétricas utilizadas comúnmente no logran modelar los datos adecuadamente, por lo que es necesario desarrollar procedimientos alternativos y más flexibles. Para superar este problema, proponemos un método no paramétrico que tiene la capacidad de tratar formas complejas en las distribuciones de probabilidad, ya que esos son los problemas que surgen en este campo. Nuestra propuesta solo tiene una suposición moderada, que es la existencia de los dos primeros momentos. Una vez que el análisis del momento de inercia determina la solución óptima a partir de un conjunto de datos, la precisión de la solución puede evaluarse siguiendo una técnica de remuestreo. Sacando ventaja de los métodos estadísticos computacionales intensivos, no es

necesario asumir una distribución subyacente, las incertidumbres del plano estimado pueden evaluarse empíricamente mediante un esquema de tipo *bootstrap*, que es una herramienta estadística flexible y poderosa que puede utilizarse para cuantificar la incertidumbre asociada. Dichas técnicas (Efron, 1979) se utilizan en situaciones en las que no es posible utilizar un método analítico para proporcionar estimaciones de variabilidad; los cálculos repetidos exploran los posibles resultados numéricamente y se utilizan en lugar de desarrollos teóricos complicados o imposibles (Constable y Tauxe, 1990).

El método procede de la siguiente manera: sea $X = (X_1, \dots, X_n)$ la nube de puntos o conjunto de vectores que contiene n observaciones. Se obtiene una pseudo-muestra $X^* = (X_1^*, \dots, X_n^*)$ de tamaño n , al tomar datos aleatoriamente (con reemplazo) de la muestra original X . Este procedimiento se repite Nb veces, donde $Nb \gg n$. En cada réplica se computa el máximo momento de inercia, por lo tanto se obtiene $[v_3^{(1)}, \dots, v_3^{(Nb)}]$ (Figura 4.11).

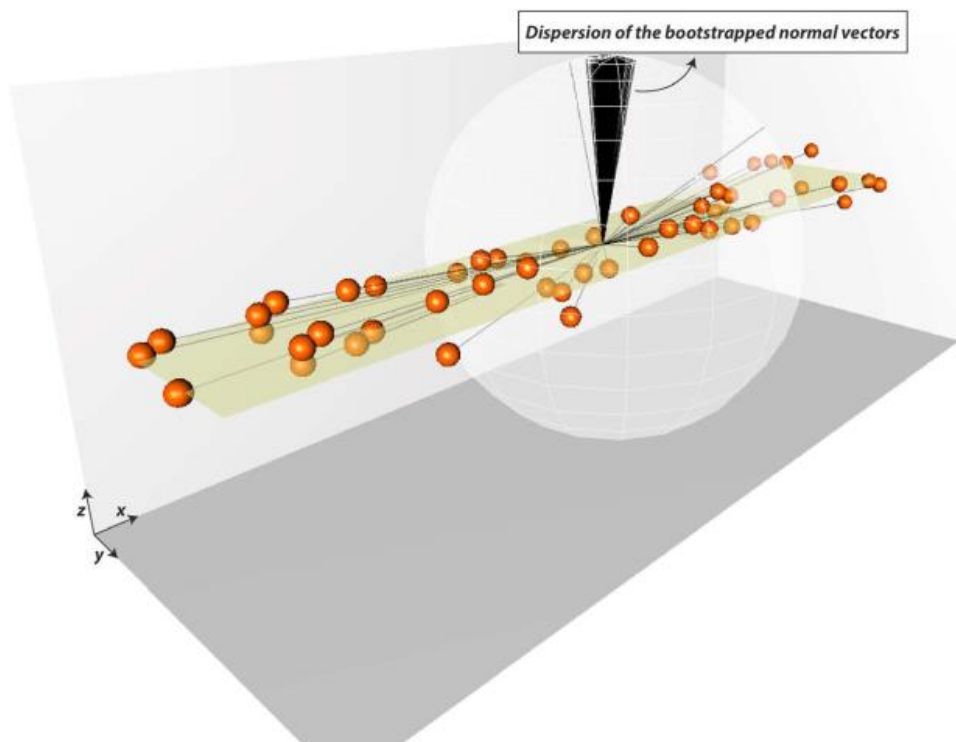


Figura 4.11 Procedimiento propuesto para evaluar la precisión del ajuste de vectores-puntos a un plano. La dispersión de las normales *bootstrapeadas* es considerada una medida de precisión, evaluada a partir del cuantil 95% de máxima distancia angular a la solución óptima. Tomado de Gallo et al. (2018).

Parámetros que indican la dispersión del plano de mejor ajuste.

El mapeo de la variabilidad de los vectores normales *bootstrapeados* para el plano de mejor ajuste nos da una estimación robusta de la precisión del ajuste. Cuanto menos dispersos estén los vectores, más preciso será el ajuste. Es decir, la dispersión de de $[v_3^{(1)}, \dots, v_3^{(N_b)}]$ en la hiperesfera de radio 1 proporciona una medida de precisión. La incertidumbre de la solución óptima se evaluó mediante el siguiente procedimiento:

1. Considerar los autovectores mínimos de X *bootstrapeados*, $[v_3^{(1)}, \dots, v_3^{(N_b)}]$, centrados en $[\bar{x}, \bar{y}, \bar{z}]$ en una hiperesfera de radio 1. Calcular su matriz de covarianza T_B .
2. Designar μ al autovector correspondiente al máximo autovalor de T_B (i.e la dirección principal). μ da una estimación robusta del vector normal al plano que mejor ajusta. La incertidumbre alrededor de esta estimación se evalúa a partir de la dispersión de los vectores unitarios alrededor de μ .
3. La distancia angular a través de un círculo máximo de los vectores *bootstrapeados* con respecto a μ se computa como el producto escalar entre μ y cada $v_3^{(i)}$, for $i=1, \dots, N_b$.

$$\theta^{(i)} = \cos^{-1}(\mu \cdot v_3^{(i)})$$

4. Ordenar los N_b vectores, $[v_3^{(1)}, \dots, v_3^{(N_b)}]$, en orden ascendente por sus valores θ .
5. La máxima distancia angular (θ_{MAX}) de los vectores bootstrapeados a μ con una confianza del 95% (i.e. el cuantil 95% de los $\theta^{(i)}$) se representa excluyendo el 5% de los vectores más distantes de μ (Yamaji et al., 2010). Es decir, sea n el máximo entero que satisface $n \leq 0,95N_b$, luego $\theta_{(n)} = \theta_{MAX}$.

La dispersión tiene un máximo en $\theta_{MAX}=180^\circ$ cuando la distribución es uniforme sobre la esfera, lo que significa que el plano no está ajustado en absoluto. Los planos determinados precisamente tienen un θ_{MAX} pequeño.

Probando el poder del enfoque a partir de simulaciones de Monte Carlo.

Correlacionar la medida de dispersión, θ_{MAX} , con la distribución subyacente de la nube de puntos permitiría evaluar la incidencia de los parámetros de forma en la precisión del mejor plano de ajuste. El objetivo es estudiar la relación entre los autovalores de T que caracterizan la forma de la nube de puntos (foliación, lineación, colinealidad y coplanaridad) con la medida

de dispersión, Θ_{MAX} . Dado este objetivo, se condujeron dos tipos de simulaciones de Monte Carlo. En cada réplica de la simulación se genera estocásticamente una nube de puntos o vectores, cada una de ellas con su subsecuente métrica de forma. El resultado de las simulaciones cubre una gran gama de parámetros de forma. Para cada réplica, la nube de puntos generada fue evaluada a partir del procedimiento descrito en la sección anterior.

Con el fin de eliminar una posible dependencia entre el tamaño de la muestra y la dispersión, para cada réplica, el tamaño de la muestra n se eligió al azar entre 5 y 10.000 (que son tamaños de muestra regulares para estos tipos de problemas). El número de remuestreos también se eligió al azar entre 1.000 y 10.000, ya que no se han establecido reglas generales con respecto a número de remuestreos. Aprovechando la programación en paralelo que usa todo el potencial de los procesadores, la simulación se ejecutó en 8 procesos paralelos. Se generaron en una semana 31.959 réplicas con su *bootstrap* inherente en una típica computadora de escritorio de cuatro núcleos. Las subrutinas escritas en Visual Basic.NET se incluyen como materiales complementarios (Material suplementario - códigos).

En esta sección describimos la construcción de nubes de puntos tridimensionales basadas en dos rutinas generadoras de muestras. Nuestro primer objetivo es cubrir a fondo todos los autovalores posibles de T ya que estos parámetros dan una medida de la bondad de ajuste de los planos. En primer lugar, generamos muestras uniformes en cajas (*3D boxes*), este enfoque simula una amplia gama de distribuciones de vectores en el espacio. En la segunda parte del estudio de simulación, nos centramos en el análisis de superficies, para ello, generamos superficies brownianas fraccionarias (*fractional Brownian surfaces*), que es un enfoque ya establecido para generar superficies estocásticas en geociencias (véase Fournier et al., 1982; Seers and Hodgetts, 2016b).

- **Distribuciones uniformes estocásticas en cajas**

Para cada réplica, se generaron n puntos $X_i = (x_1, x_2, x_3)$, cada X_i sigue una distribución uniforme en el intervalo $U(-\tau_j, \tau_j)$, donde τ_j ($0 < \tau_j \leq 1$) es un parámetro escalar que restringe las características propias de cada muestra, para $j = 1, 2, 3$. En cada muestra, los parámetros de los componentes τ_j para cada X_i son independientes; entre las sucesivas iteraciones, se consideran múltiples combinaciones de factores escalares. Como resultado se obtiene una amplia gama de formas de cajas que contienen n puntos. La Figura 4.12 muestra el rango de formas logradas a partir de este procedimiento.

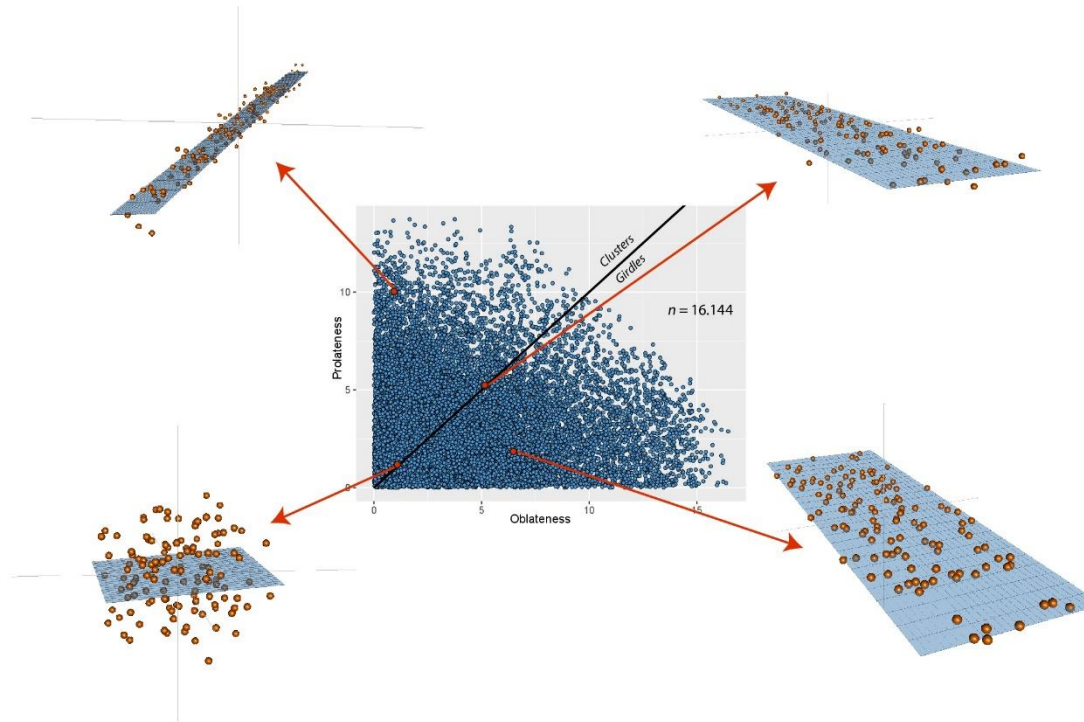


Figura 4.12 Relaciones entre autovalores (achataamiento vs. estiramiento) representadas en el gráfico de Woodcock (1977) mostrando los tensores de orientación de todas las muestras generadas en la simulación de puntos en cajas. Los datos se muestran usando la librería rgl del lenguaje de programación R. Tomado de Gallo et al. (2018).

- **Fractional Brownian Surfaces**

Para simular distribuciones espaciales en superficies 2D, aplicamos el *random midpoint displacement fractal algorithm* (Fournier et al., 1982), también conocido como algoritmo del diamante cuadrado (*diamond-square algorithm*), para la generación de estas superficies que se pueden relacionar directamente con estructuras geológicas (por ejemplo, Méheust and Schmittbuhl, 2001). La rugosidad de la topografía creada por el algoritmo está controlada por el parámetro H de Hurst, que varía de 0 a 1 y determina la dimensión fractal de la superficie. En este estudio cubrimos una amplia gama de exponentes de Hurst. Para generar las fBS empleamos el algoritmo iterativo del diamante cuadrado. Con el objetivo de enriquecer el estudio y pasar por una mayor variedad de autovalores, en cada iteración estudiamos también subconjuntos de las superficies generadas. La Figura 4.13 muestra la distribución de los autovalores de las muestras simuladas.

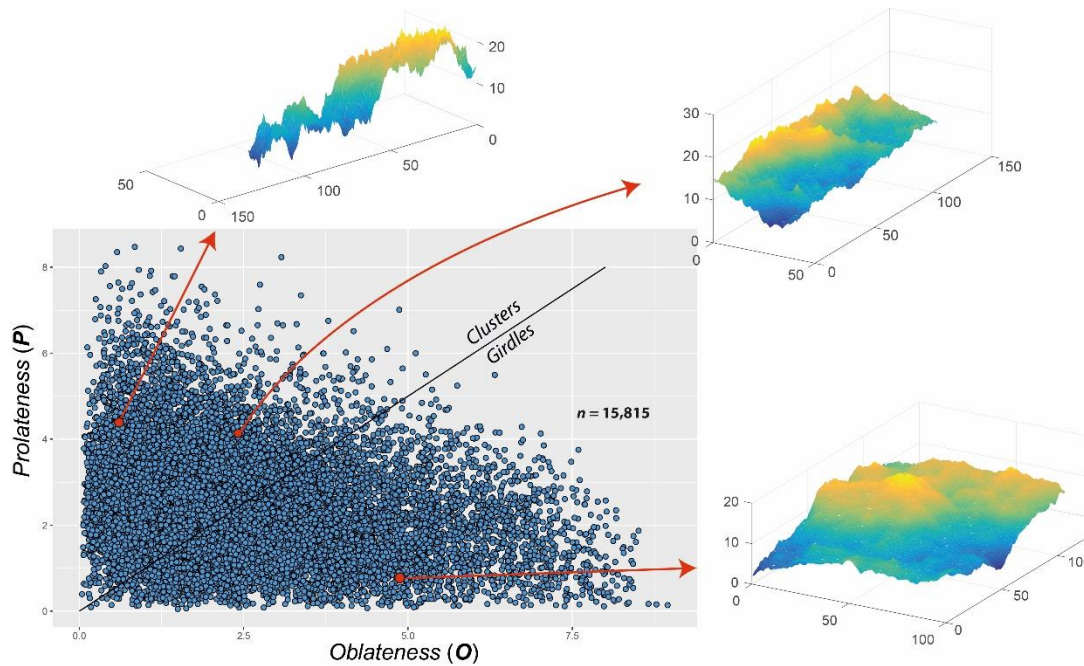


Figura 4.13 Relaciones entre autovalores (foliación vs. lineación) representadas en el gráfico de Woodcock (1977) mostrando los tensores de orientación de todas las muestras generadas en la simulación de puntos en cajas. Los datos se muestran usando la librería *rgl* del lenguaje de programación R. Tomado de Gallo et al. (2018).

Vinculando los parámetros de forma con la incertidumbre a partir del coeficiente de información máximo

En cada réplica de simulación, se calcula la matriz de orientación \mathbf{T} de la lista de puntos-vectores junto con la normal del mejor plano de ajuste (v_3) y los parámetros de forma de la nube (M , K , O y P). Luego, como se explica en la Sección correspondiente, se *bootstrapea* la muestra para calcular el parámetro de dispersión Θ_{MAX} .

Finalmente, se procedió a comparar el valor de dispersión Θ_{MAX} con los parámetros de forma obtenidos de \mathbf{T} . Hay varias formas de medir la dependencia entre variables. El coeficiente de correlación de Pearson (R) es, por mucho, la medida más utilizada para evaluar la dependencia entre dos variables cualquiera. No obstante, es un hecho conocido que solo puede evaluar correctamente la dependencia cuando la relación entre las variables estudiadas es lineal. Como primera aproximación, si las variables son dependientes, se puede intentar transformar las variables para obtener relaciones lineales, entonces, el coeficiente de correlación de Pearson seguirá siendo una medida apropiada de dependencia. Sin embargo, si las variables son dependientes pero no se puede hacer una transformación clara para obtener una dependencia lineal, entonces se debe usar alguna otra medida de

dependencia entre dos variables. Este asunto se ha estudiado en profundidad durante las últimas décadas y así surgió el novedoso coeficiente de información máximo (MIC por sus siglas en inglés) introducido por Reshef et al. (2011). Este coeficiente no paramétrico mide la asociación entre dos variables, incluso cuando están correlacionadas de manera no lineal. Se ha comprobado en gran medida que MIC es la medida de dependencia más adecuada y flexible, y se lo llama el coeficiente de correlación del siglo XXI (Speed, 2011). La idea principal es analizar localmente la información mutua entre dos variables. El coeficiente MIC es simétrico y normalizado en un rango $[0, 1]$. Un valor de MIC que se aproxima a 1 sugiere una dependencia entre las variables investigadas, mientras que $MIC = 0$ describe la relación entre dos variables independientes.

Resultados

Los resultados de la simulación se almacenaron en una matriz multivariable (disponible en <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2018JB016319>). El objetivo fundamental de este estudio fue evaluar la precisión del mejor plano de ajuste a partir del parámetro de forma de los datos subyacentes. Teniendo en cuenta este propósito, exploramos la relación entre las características de forma y la dispersión del mejor plano de ajuste (Θ_{MAX}), considerado como una medida de precisión. Los diagramas de dispersión de cada uno de los parámetros de forma versus la dispersión del mejor ajuste (Θ_{MAX}), resumen los resultados (Figura 4.14). No existe correlación entre la dispersión y el número de *bootstrapeos* ($MIC = 0,11$) ni con el tamaño de la muestra ($MIC = 0,12$), descartando posibles fallas en el procedimiento.

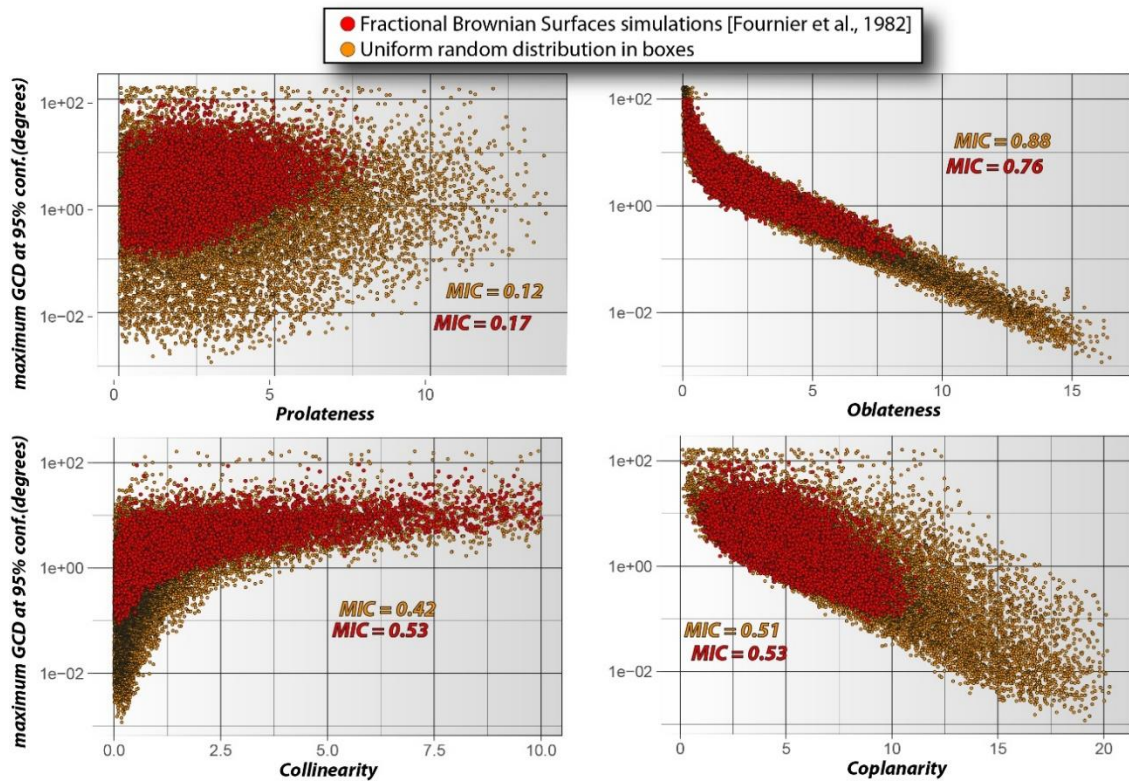


Figura 4.13 Diagrama de dispersión que muestra la relación entre los parámetros de forma alargamiento, achatamiento, colinealidad y coplanaridad con la dispersión del mejor plano de ajuste, representado por Θ_{MAX} en una escala logarítmica (ver texto para más detalles). Se muestran los resultados de las simulaciones en cajas (puntos marrones) y sobre superficies (puntos rojos). Notar la correlación directa, entre el parámetro de foliación (oblateness) y la dispersión, que permite proponerlo como un potente predictor de precisión. Los datos se muestran utilizando la biblioteca ggplot2 (Wickham, 2016) del lenguaje R. Tomado de Gallo et al. (2018).

En general, la comparación de los valores de Θ_{MAX} sugieren un aumento en la precisión del mejor plano de ajuste con el aumento de la coplanaridad de los puntos (MIC = 0,51 y 0,53) y la foliación (MIC = 0,88 y 0,76), mientras que el lineación no mostró una dependencia significativa (MIC = 0,12 y 0,17) como se muestra en la Figura 4.13. Sorprendentemente, la colinealidad (K), considerada en estudios previos como una medida de precisión, es un parámetro poco confiable para evaluar la precisión ya que la correlación no es directa (MIC = 0,42 y 0,53).

En resumen, la correlación directa encontrada entre el achatamiento de la nube de puntos subyacente y la dispersión (Θ_{MAX}) permite proponerla como un potente predictor de confiabilidad. La Figura 4.14 resume la precisión de las soluciones en el gráfico de forma de Woodcock (1977). Las simulaciones sugieren firmemente que el método propuesto en este documento es válido y produce resultados precisos con un nivel de confianza del 95%.

Nuestros resultados muestran que las nubes de puntos con parámetros de foliación mayores que 3 y 1.5 pueden establecer niveles de confianza del 95% de 5 y 10 grados respectivamente.

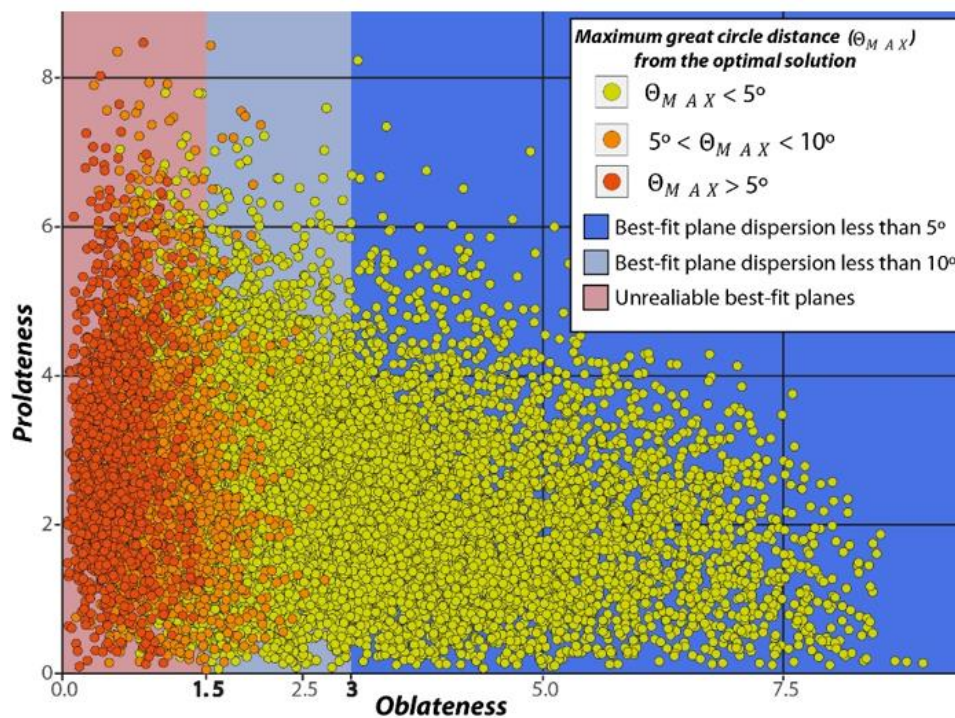


Figura 4.13 Diagrama de Woodcock (foliación vs. lineación) mostrando la forma de las muestras generadas en simulaciones de Monte Carlo con su correspondiente parámetro de dispersión θ_{MAX} al 95% de confianza y umbrales propuestos a partir de la presente contribución. Tomado de Gallo et al. (2018).

Consideraciones finales

El análisis del momento de inercia tiene diversas aplicaciones útiles en las geociencias. Es ampliamente usado para definir el ajuste de planos a vectores o nubes de puntos. Sin embargo, la confiabilidad de estos planos depende de la distribución de la nube de puntos subyacente. Los autovalores derivados del análisis del momento de inercia demostraron ser una forma efectiva de evaluar la confiabilidad del ajuste (Fernández, 2005; Seers y Hodgetts, 2016b), pero su restricción probabilística requiere hacer fuertes suposiciones sobre su distribución estadística. Para garantizar la exactitud y la precisión de las estimaciones de orientación, la colinealidad / coplanaridad (K / M) fueron los parámetros elegidos comúnmente para evaluar la precisión, aunque ninguna otra alternativa fue probada sensiblemente. Aquí, se presentó un método *bootstrap* para estimar la confiabilidad del mejor plano de ajuste. La variabilidad de los vectores normales al mejor ajuste plano de ajuste (*bootstrapeados*), evaluada a partir de la distancia máxima a la solución óptima, proporciona una estimación sólida de la precisión del ajuste. Un resultado notable de este

estudio es la correlación contrastante entre la foliación de la nube de puntos y la dispersión de los resultados. Según lo discutido por Jones et al. (2016), encontramos experimentalmente que ni M ni K, son adecuados para evaluar la calidad de los planos. En cambio, se argumenta que la foliación ($\ln(\lambda_2/\lambda_3)$) es un parámetro robusto para evaluar la precisión. Argumentamos que las nubes de puntos/vectores con un parámetro de foliación (O) mayor que 3 y 1,5 se pueden colocar en niveles de confianza del 95% de 5 y 10 grados respectivamente. Proponemos utilizar estos valores como umbrales para obtener planos robustos sobre datos espaciales/direccionales, garantizando resultados reproducibles para la investigación científica.

Capítulo 5

Contribuciones Paleomagnéticas

5.1 Metodología: Muestreo y laboratorio

5.1.1 Trabajo de campo

El trabajo de campo tuvo como objetivo la obtención del espesor vertical donde fueron ubicadas: (1) la descripción de facies sedimentarias para su posterior interpretación ambiental, (2) la toma de datos y observaciones estructurales, normalmente de meso y macro-estructura y (3) la obtención de testigos paleomagnéticos.

El muestreo fue realizado según la metodología estándar habitualmente utilizada para estudios paleomagnéticos (Valencio, 1980). La extracción de testigos fue realizada con una perforadora portátil a explosión y se obtuvieron testigos de roca cilíndricos, de una pulgada de diámetro (2,54 cm) y largo variable (Figura 5.1). Los mismos fueron orientados con un orientador de brújula solar y magnética y un inclinómetro. En sitios donde la litología no era apta para su perforación se obtuvieron muestras de mano orientadas. Las muestras de mano fueron utilizadas complementariamente para realizar cortes delgados.



Figura 5.1 Métodos de extracción de muestras paleomagnéticas mediante perforadora portátil

5.1.2 Paleomagnetismo

El campo magnético terrestre se genera a partir de un dinamo auto-sustentado, producto de la interacción entre la convección del núcleo externo líquido de la tierra y el efecto Coriolis (Tauxe, 2010). Dicho campo magnético, a través de procesos físico-químicos, es susceptible de guardar el registro de sus características (declinación, inclinación e intensidad) en las rocas. El paleomagnetismo es el estudio de las magnetizaciones preservadas en el registro geológico y se basa en la adquisición de remanencia magnética en sedimentos y rocas para proporcionar información geológica y geomagnética (se remite al lector a los libros de texto habituales de paleomagnetismo Butler, 1992; Tauxe, 2010). La magnetización remanente natural (MRN) puede ser definida como el vector suma de todas las contribuciones parciales provenientes de las distintas poblaciones de granos ferromagnéticos presentes en la roca. Varios procesos geológicos en diferentes períodos de tiempo pueden superponer componentes a la magnetización remanente natural (MRN). Como consecuencia, los primeros estudios paleomagnéticos (e.g. Creer, 1955) reconocieron que las rocas podían contener más de una dirección de magnetización.

La técnica utilizada para aislar el o los vectores de magnetización consiste en la destrucción gradual de la magnetización mediante diferentes técnicas, proceso que se conoce como desmagnetización progresiva. Actualmente las técnicas más utilizadas son la desmagnetización térmica (TH) y por campos alternos (AF). Luego de cada etapa de lavado se mide la dirección e intensidad de la magnetización resultante. La matriz de desmagnetización que se obtiene al concluir el lavado magnético se investiga mediante el análisis de componentes principales (PCA; Kirschvink, 1980). Al seleccionar de manera manual etapas sucesivas de desmagnetización con trayectoria colinear su componente principal, o máximo autovector de la matriz de covarianza, representará la dirección de la componente aislada o dirección de magnetización. Para este trabajo se adoptó un criterio de selección de un mínimo de 4 o más pasos sucesivos de desmagnetización por componente. Mediante las técnicas de desmagnetización se aíslan las componentes individuales que conforman la remanencia magnética natural. La elección de la técnica de desmagnetización depende de la mineralogía magnética de las muestras y su comportamiento. Generalmente se desconoce el comportamiento paleomagnético de las rocas, por eso se suele realizar una desmagnetización piloto en especímenes representativos para comparar resultados y seleccionar la técnica más efectiva de forma sistemática. Para este trabajo, la desmagnetización térmica resultó la más efectiva. La desmagnetización térmica fue conducida en aire y el enfriamiento se realizó en una cámara con aislación de campo

magnético y valores de campo de alrededor de 10 nT. La desmagnetización se realizó con un mínimo de 12 pasos hasta los 680°C o 120 mT.

La componente de mayor estabilidad y prevalente en la colección de muestras de una unidad se denomina magnetización remanente característica (ChRM por sus siglas en inglés) y se requiere información adicional se podrá definir si es primaria o no.

Se han analizado 56 estaciones paleomagnéticas de rocas sedimentarias que abarcan edades de Carbonífero al Neógeno. Cada estación contó con un mínimo de 6 testigos paleomagnéticos desmagnetizados. Para esta tarea, se utilizó un magnetómetro criogénico 2G DC-SQUID Enterprises con bobinas de campos alternos integradas (Figura 5.2a), así como un desmagnetizador térmico TD48-DC (ASC Scientific; Figura 5.2b)

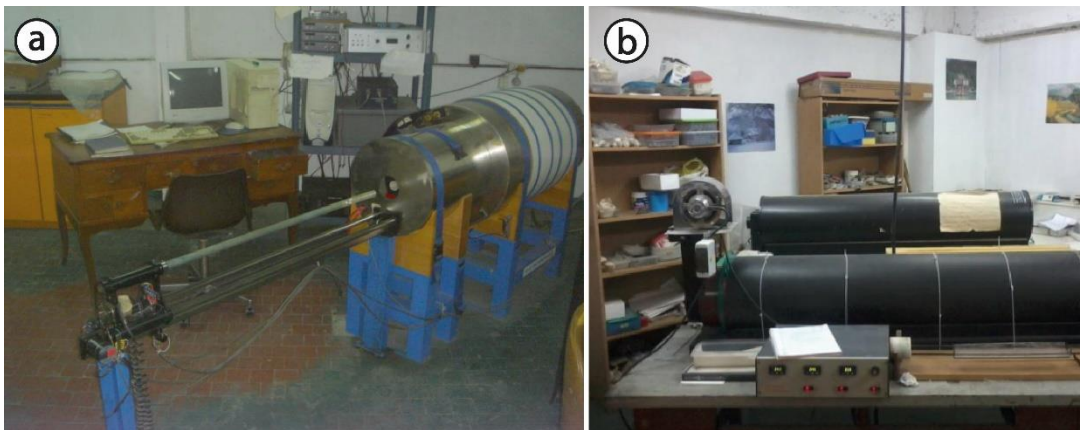


Figura 5.2 a) magnetómetro criogénico 2G 750 R con *DC squids* utilizado para las mediciones de magnetización remanente; b) horno modelo ASC TD 48 utilizado para las desmagnetizaciones térmicas.

Es una práctica común calcular la media de las direcciones paleomagnéticas de cada sitio utilizando la estadística propuesta por Fisher (1953), que asume una distribución Gaussiana circularmente simétrica alrededor de la dirección media. Sin embargo, como producto de la variación paleosecular fue observado tempranamente que las direcciones paleomagnéticas muchas veces no presentan simetría rotacional (e.g. Cox, 1970; Creer, 1962) por lo tanto estos supuestos paramétricos no serían adecuados para abordarlas. Posteriormente, Tauxe y Kent (2004) concluyen que es inapropiado el uso de estadística de Fisher en sets de datos direccionales. En el caso de rocas ígneas (lavas o unidades de enfriamiento individuales), que representan lecturas puntuales de campo (sitios que no muestran variación paleosecular), y donde el error se encuentra distribuido de manera aleatoria debido al muestreo y/o medición la estadística de Fisher es apropiada. Deenen et al. (2011) propone, entonces, utilizar direcciones medias para sitios en rocas ígneas (promediadas con estadística de Fisher)

y direcciones de especímenes individuales para rocas sedimentarias (donde la tasa de sedimentación es suficientemente grande como para proporcionar lecturas puntuales de campo). Posteriormente, solo aplica estadística de Fisher en los VGPs (que los modelos actuales de variación secular demostraron que tienen simetría rotacional, por ejemplo, Tauxe y Kent, 2004).

Siguiendo las consideraciones de Deenen et al. (2011), en esta contribución las estadísticas se realizan sobre los Polos Geomagnéticos Virtuales (o VGPs por sus siglas en inglés), donde cada muestra representa un VGP. Por lo tanto, el concepto clásico de sitio paleomagnético tiene solo un carácter ordenador siendo que el muestreo se realizó cortando líneas tiempo. Debido a que las direcciones fueron aisladas a partir de especímenes individuales, el estadístico que pesa la incerteza está representado por la Máxima desviación Angular (MAD por sus siglas en inglés) que deriva del análisis de componentes principales (Kirschvink, 1980) y no por el clásico α_{95} . Recientemente, Khokhlov y Hulot (2016) demuestran que el MAD puede ser re escalado apropiadamente para convertirlo en α_{95} . Los VGP's de esta contribución, por lo tanto, poseen un α_{95} obtenido a partir de la conversión del MAD proveniente del análisis de componentes principales a partir de las fórmulas provistas por Khokhlov y Hulot (2016).

Las componentes paleomagnéticas fueron calculadas mediante análisis de componentes principales (Kirschvink, 1980), usando el programa Remasoft 3.0 (Chadima y Hroudá, 2006). El análisis estadístico de componentes y los test de campo se realizaron con el software PmagPy (Tauxe et al., 2016). Se desarrollaron para la presente contribución herramientas complementarias que fueron programadas en el lenguaje de programación Visual Basic.NET en el entorno de .NET, todos los códigos implementados se encuentran dentro del material suplementario.

5.1.3 Estudio de mineralogía magnética

Las muestras de origen natural suelen tener una mezcla de minerales magnéticos; con el objetivo de identificar las mineralogías magnéticas presentes se desarrollaron una serie de experimentos. A continuación, se detallan:

a. Curvas termomagnéticas

La evaluación del comportamiento termo-magnético fue realizada en un Kappabridge KLY-2.02 (Pokorný et al., 2011). El mismo puede evaluar la susceptibilidad entre los 25°C y los 700°C mediante el horno SC4 y en el intervalo de -196°C (nitrógeno líquido) y 25° con el

accesorio CS-L Cryostat. Ambas mediciones son realizadas en atmósfera de argón para evitar procesos de oxidación.

Las curvas termomagnéticas de alta temperatura brindan información acerca de la temperatura de Curie (T_c) de los minerales ferromagnéticos presentes, caracterizadas por quiebres en la susceptibilidad. Las curvas de minerales paramagnéticos presentan siempre forma de hipérbola y son mejor observadas típicamente en curvas que comienzan en baja temperatura.

Las curvas de calentamiento fueron analizadas con el objetivo de encontrar caídas que denoten la temperatura de Curie/Neel de los minerales presentes. Para tal fin, se ajustó la curva entre los 25 y 700°C mediante splines utilizando un modelo aditivo generalizado (Wood et al., 2016), a posteriori, se calculó la primera derivada de dicho ajuste, que calcula y considera sus intervalos de confianza mediante simulaciones de Monte Carlo (Figura 5.3). Para tal fin se utilizó el paquete **mgvc** escrito en el lenguaje de programación R (<https://www.rdocumentation.org/packages/mgcv/versions/1.8-26/topics/gam>), en el material suplementario se puede encontrar el código de implementación.

Adicionalmente, la variación de la susceptibilidad en función de temperatura es útil para detectar los cambios composicionales o de fase que suceden durante el proceso de calentamiento. El conocimiento de estos cambios es importante en estudios, por ejemplo, de paleointensidades del campo magnético terrestre (e.g. Coe, 1967).

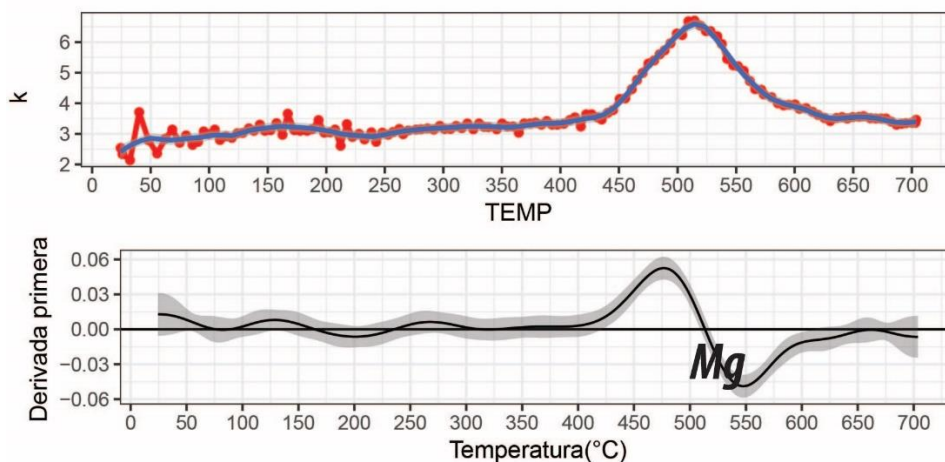


Figura 5.3 Ajuste mediante splines de la curva (k vs. T) de calentamiento utilizando un modelo aditivo generalizado (Wood et al., 2016) (recuadro superior). El recuadro inferior representa la primera derivada de dicho ajuste, que calcula y considera sus intervalos de confianza mediante simulaciones de Monte Carlo.

b. Curvas de adquisición de Magnetización Remanente Isotérmica (IRM)

El análisis de las curvas de adquisición de IRM es probablemente la herramienta más utilizada para la estimación cuantitativa de las componentes ferromagnéticas de una roca. El método asume que la magnetización de una muestra es una combinación lineal de la contribución de los minerales constituyentes, condición que se satisface generalmente cuando no hay interacciones magnéticas entre los componentes (Egli, 2003). Para la adquisición de curvas de IRM se aplican pulsos crecientes de campo magnético continuo en una dirección con un magnetizador de pulsos IM-30 (ASC Scientific) y entre cada paso se mide la remanencia adquirida.

Robertson y France (1994) proponen originalmente que la forma de la curva de adquisición de IRM puede ser aproximada a una función de distribución (acumulada) log-Gaussiana dados tres parámetros para cada componente que contribuye en la remanencia: Coercitividad media (B_h), remanencia magnética de saturación (M_r) y el parámetro de dispersión (DP o desviación estándar del espectro de coercitividad). Posteriormente, Kruiver et al. (2001) populariza el método al graficar la primera derivada de la función anterior (o gradiente de adquisición) para asistir el ajuste de curvas. Los estudios posteriores se refirieron al gráfico de la primera derivada de la adquisición como la “distribución de coercitividades”. Egli (2003) flexibiliza el método aportando la posibilidad de ajustar desviaciones de la distribución normal a partir de funciones gaussianas con sesgo (skew generalized Gaussian; SGG). Maxbauer et al. (2016) desarrolla una aplicación web multiplataforma (<http://www.irm.umn.edu/maxunmix>) para el análisis de espectros de coercitividad mediante el método SGG (Egli, 2003). En esta contribución se utiliza dicha herramienta para desagregar las diferentes coercitividades y analizar su espectro.

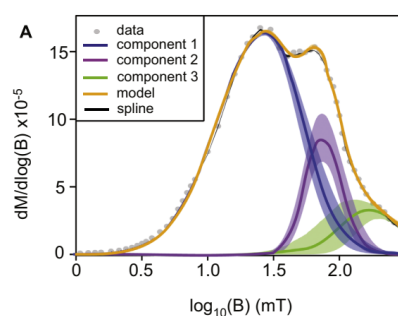


Figura 5.4 Descomposición del espectro de coercitividad a partir del modelado de la adquisición de remanencia magnética isotérmica con el programa MaxUnmix (Maxbauer et al., 2016). El eje de las ordenadas representa el gradiente de adquisición mientras que las abscisas, el logaritmo del campo aplicado. Tomado de Maxbauer et al. (2016).

c. Ciclos de Histéresis y *backfield*

La histéresis magnética es una propiedad de todos los minerales ferromagnéticos (*s.l.*) que hace que la magnetización de dicho material sea fuertemente dependiente de su historia magnética, es decir, a la exposición a un campo magnético externo (Krása y Fabian, 2007). Para obtener un ciclo de histéresis completo la magnetización (M) de una muestra se mide como función de un campo externo inductor (B) en etapas sucesivas de cero a un máximo positivo, de regreso a cero, luego hasta un valor máximo negativo y terminando nuevamente en cero. Ambas cantidades se tratan como escalares. Si la amplitud del campo máximo (B_{max}) es suficientemente grande, el ciclo resultante define tres parámetros básicos, (1) la magnetización de saturación (M_s) es la máxima magnetización de la fase magnética que puede adquirir frente a un campo, (2) la magnetización remanente de saturación (M_r) es la máxima magnetización en ausencia de un campo inductor, (3) la coercitividad (B_c) es el campo inductor máximo donde es posible tener magnetización cero (Figura 5.5). La coercitividad de la remanencia (B_{cr}) es el campo necesario para remover la magnetización remanente de saturación (M_s), la misma se obtiene a partir de curvas de *backfield*.

Muchas rocas contienen minerales paramagnéticos (es decir, momento magnético solo en presencia de un campo inductor), como estos minerales no portan remanencia magnética, no contribuyen a M_s , M_r o B_c de los minerales ferromagnéticos, pero si contribuyen en la magnetización inducida total. Entonces, dicha componente puede ser calculada a partir de la pendiente del ciclo para campos mayores a los que saturan la fase ordenada. La componente paramagnética debe sustraerse para poder calcular la saturación de la fase ordenada.

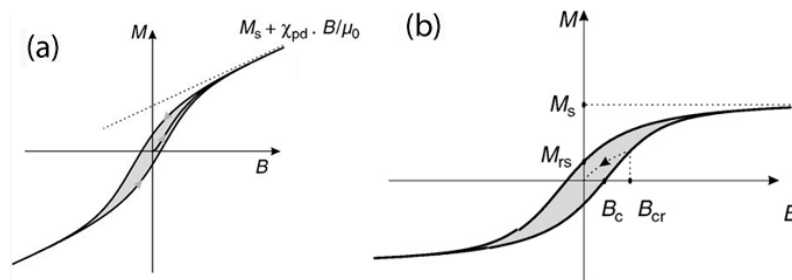


Figura 5.5 (a) Ciclo de histéresis con contribución de susceptibilidades paramagnéticas que son removidas para calcular el ciclo ferromagnético en (b) donde se observan los principales parámetros de histéresis (B_c , M_s y M_r).

La forma de los ciclos de histéresis está determinada por las propiedades de los minerales que contiene la muestra y se utiliza como característica diagnóstica del contenido mineral.

5.2 Resultados paleomagnéticos

Con el objetivo de aportar al entendimiento del origen de las magnetizaciones del Paleozoico tardío en la Cuenca de Tarija, se realizó el estudio paleomagnético en diferentes posiciones estructurales y líneas de tiempo de la sierra de Aguargüe (Figura 5.6). Los afloramientos del área incluyen al Grupo Machareti, Mandiyutí, Cuevo y el Terciario Subandino.

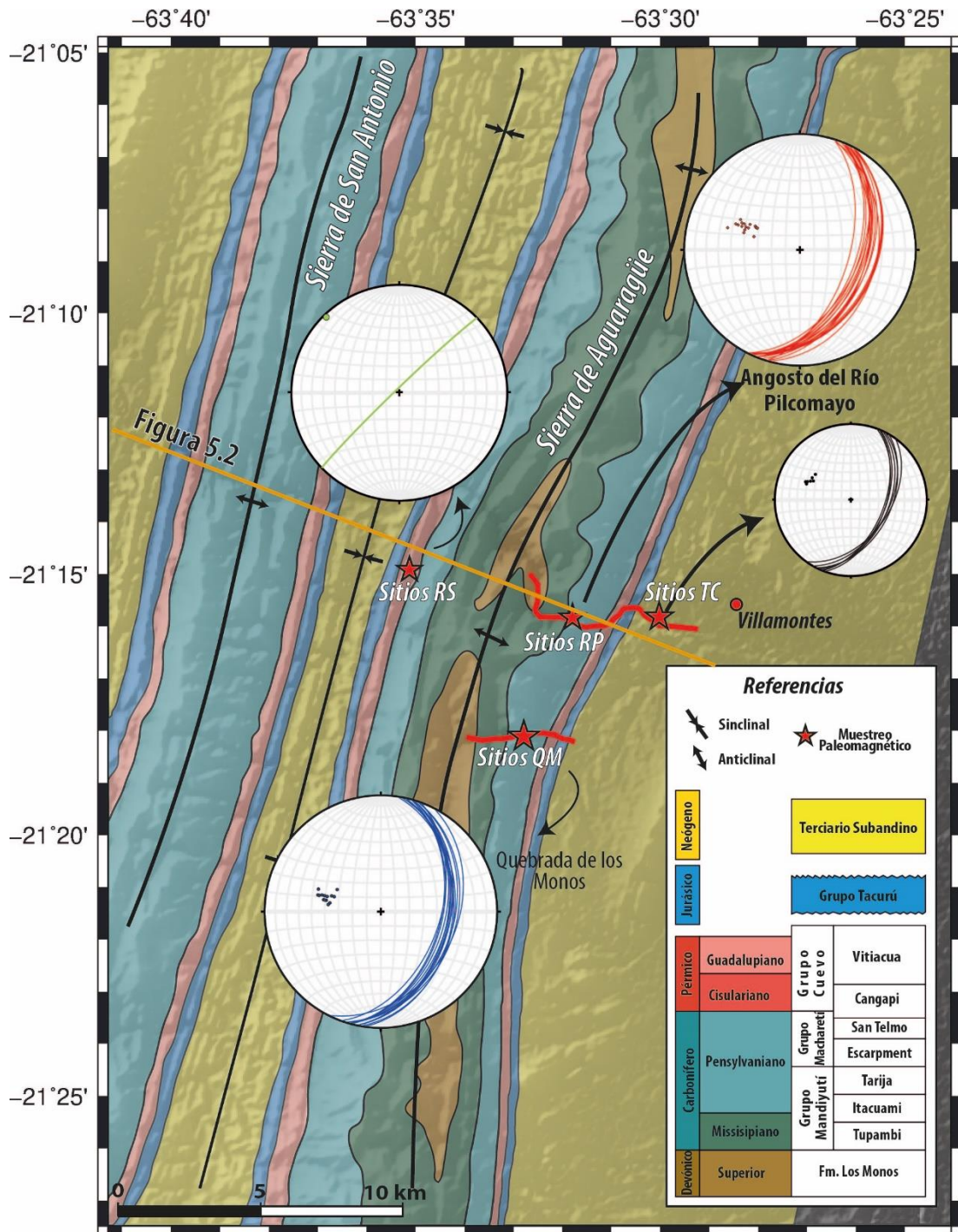


Figura 5.6 Mapa geológico de la zona de estudio donde se observan las posiciones estructurales donde se llevaron a cabo los estudios paleomagnéticos. En la red estereográfica (proyección sobre el hemisferio inferior) se plotean los de planos de estratificación

La sierra de Aguaraque está conformada por un anticlinal estrecho (9 km) y alargado (180 km) de rumbo NNE que presenta una inflexión en su rumbo. Se trata de una estructura compleja que combina dúplexes de techo pasivo y activo (Bonini, 2007). El nivel de despegue inferior transporta acortamiento hacia adelante, formando cabalgamientos que cortan toda

la secuencia y apilan láminas de corrimiento (dúplexes de techo activo). Al mismo tiempo, un nivel de despegue superior genera un apilamiento antiformal de dúplexes en el núcleo de la estructura a través de retrocorrimientos (dúplexes de techo pasivo). La figura 5.7 muestra un corte estructural de la zona de estudio (tomado de Fuentes et al., 2018).

Las variaciones tanto en el rumbo de la estructura como en la inclinación de los estratos, hacen a la estructura de Aguara güe un excelente objetivo para el estudio del origen de la remanencia magnética de los niveles neo-paleozoicos.

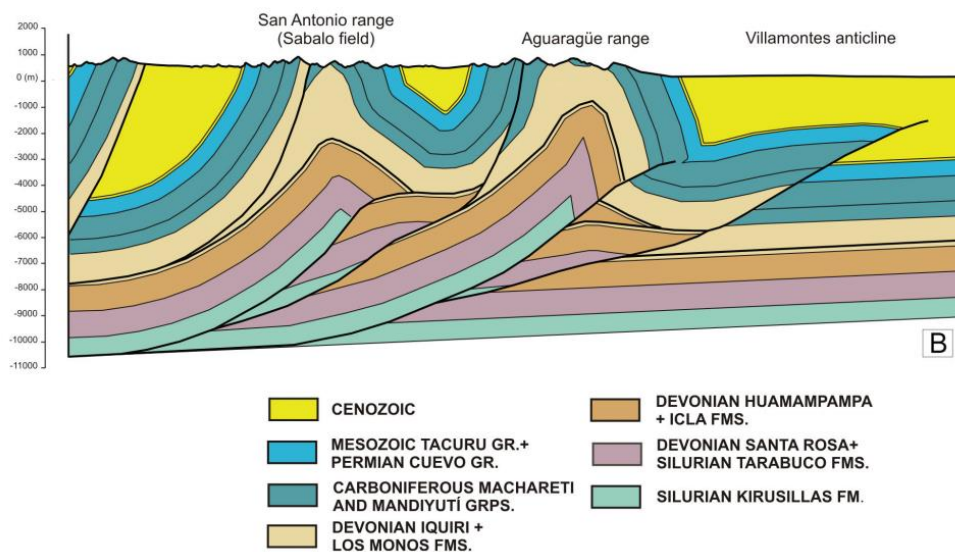


Figura 5.7 Tomado de Fuentes et al. (2018). Sección estructural de las Sierras de San Antonio y Aguara güe ilustrando diferentes estilos estructurales (dúplex de techo pasivo/activo y pliegues por flexión de falla).

Basados en el análisis estratigráfico de las secuencias sinorogénicas neógenas, dataciones radimétricas y sísmica de reflexión, Uba et al. (2009), proponen el comienzo de la deformación de las Sierras Subandinas a los 12,4 Ma, y una deformación fuera de secuencia de las estructuras de San Antonio y Aguara güe entre los 5 y 2 Ma.

El muestreo se dividió en cuatro localidades dentro de un área de 50 km² (ver ubicación en la Figura 5.6). Las mismas incluyen la quebrada de Los Monos (sitio QM, 112 testigos) y el Angosto del Río Pilcomayo (sitio RP, 140 testigos), que atraviesan el limbo frontal del anticlinal de Aguara güe y presentan afloramientos completos de los Grupos Mandiyutí, Macharetí y Cuevo. Adicionalmente, se tomaron muestras del Grupo Tacurú y del Terciario Subandino en las cercanías de la localidad de Villamontes (sitio TC, 63 testigos). Este sitio tiene como objetivo evaluar si existieron rotaciones según ejes verticales que hayan afectado

la zona durante la estructuración miocena. Por último, se obtuvieron muestras en el limbo dorsal del anticlinal (sitio RS, 12 testigos) donde afloran unidades paleozoicas (Grupo Macharetí) con el objetivo de realizar un test del plegamiento que permita acotar temporalmente el origen de las magnetizaciones.

5.2.1 Angosto del Río Pilcomayo.

El Angosto del Río Pilcomayo fue estudiado previamente por Ernesto et al. (1988) y Libarkin et al. (1998). Como complemento de ambos trabajos, aquí se muestrearon 140 testigos paleomagnéticos (rotulados con las iniciales RP) en los cuales fueron recuperadas 112 direcciones paleomagnéticas.

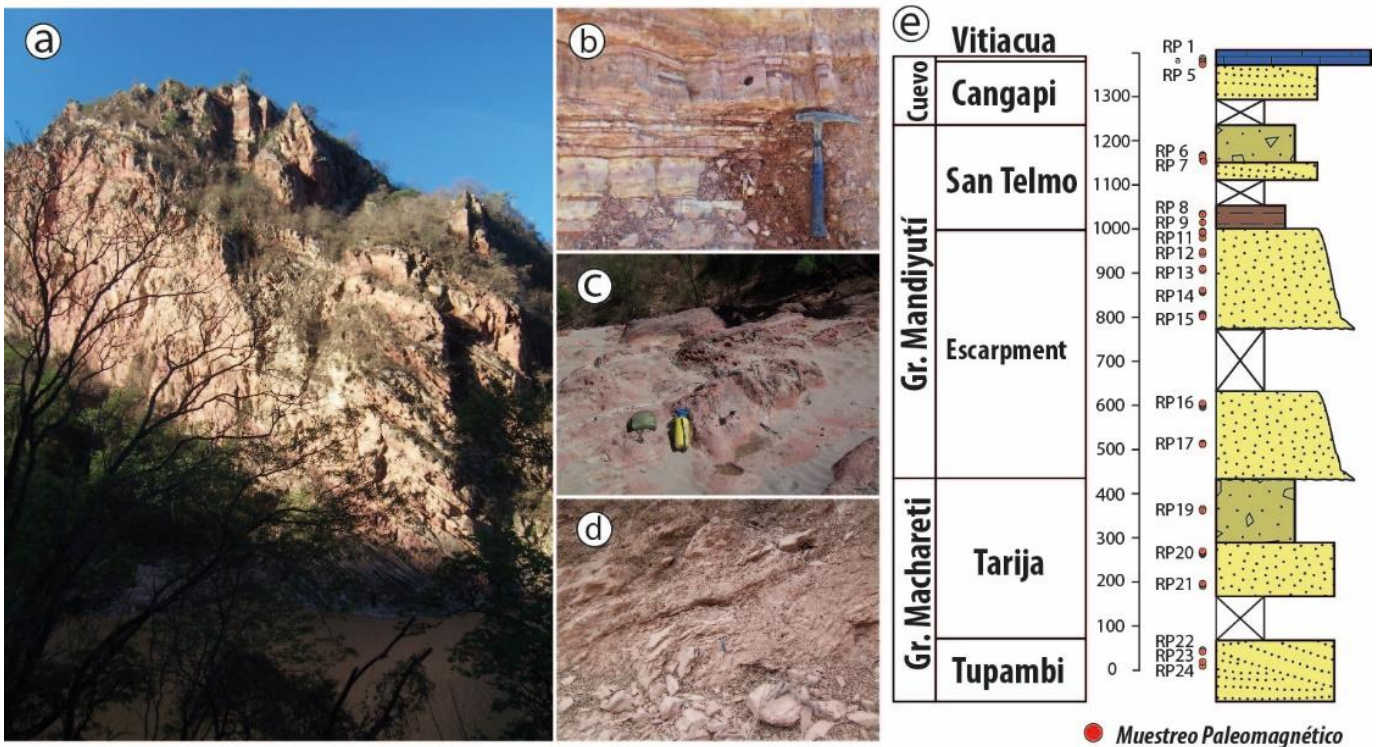


Figura 5.8 Imágenes de los afloramientos del Angosto del Río Pilcomayo (a) y la sección estratigráfica con la ubicación de las muestras tomadas (e). (a) Aspecto de los afloramientos carboníferos. (b) Detalles del afloramiento de la Formación Vitiacua. (c) Muestreo del Miembro Yaguacua. (d) Afloramiento de la Fm. Tarija. (e) Columna estratigráfica general y ubicación del muestreo paleomagnético.

El comportamiento de la mayoría de las muestras fue similar y la desmagnetización de mayor efectividad fue la térmica (95%). El estudio piloto demostró que la desmagnetización por campos alternos no resultó efectiva y en todos los casos la magnetización removida es menor al 20% (e.g. Figura 5.9f). Consecuentemente, se procedió al estudio de toda la colección mediante lavado térmico.

La desmagnetización térmica es típicamente de carácter simple y resulta en la remoción de una componente de temperaturas intermedias (Componente B), seguida de una componente con decaimiento univectorial hacia el origen hasta los 680°C (Componente A),

ambas de gran estabilidad. El espectro de temperaturas de desbloqueo sugiere la presencia de dos fases magnéticas, debido a que la remanencia se ve afectada en dos intervalos discretos, como se puede observar en los gráficos de gradiente de desmagnetización (Figura 5.9). El desbloqueo de la remanencia natural comienza entre 300°C y 585°C (componente B), mientras que el segundo ocurre por arriba de 600°C (componente A). La remanencia que persiste luego de los 580°C normalmente es mayor al 20% de la MRN.

De manera subordinada, en ciertos especímenes se observa una fase con espectro de temperaturas de desbloqueo entre los 100 y 300°C (e.g. Figura 5.9c), debido a la inconsistencia y al decaimiento no univectorial/colineal, esta componente no fue aislada.

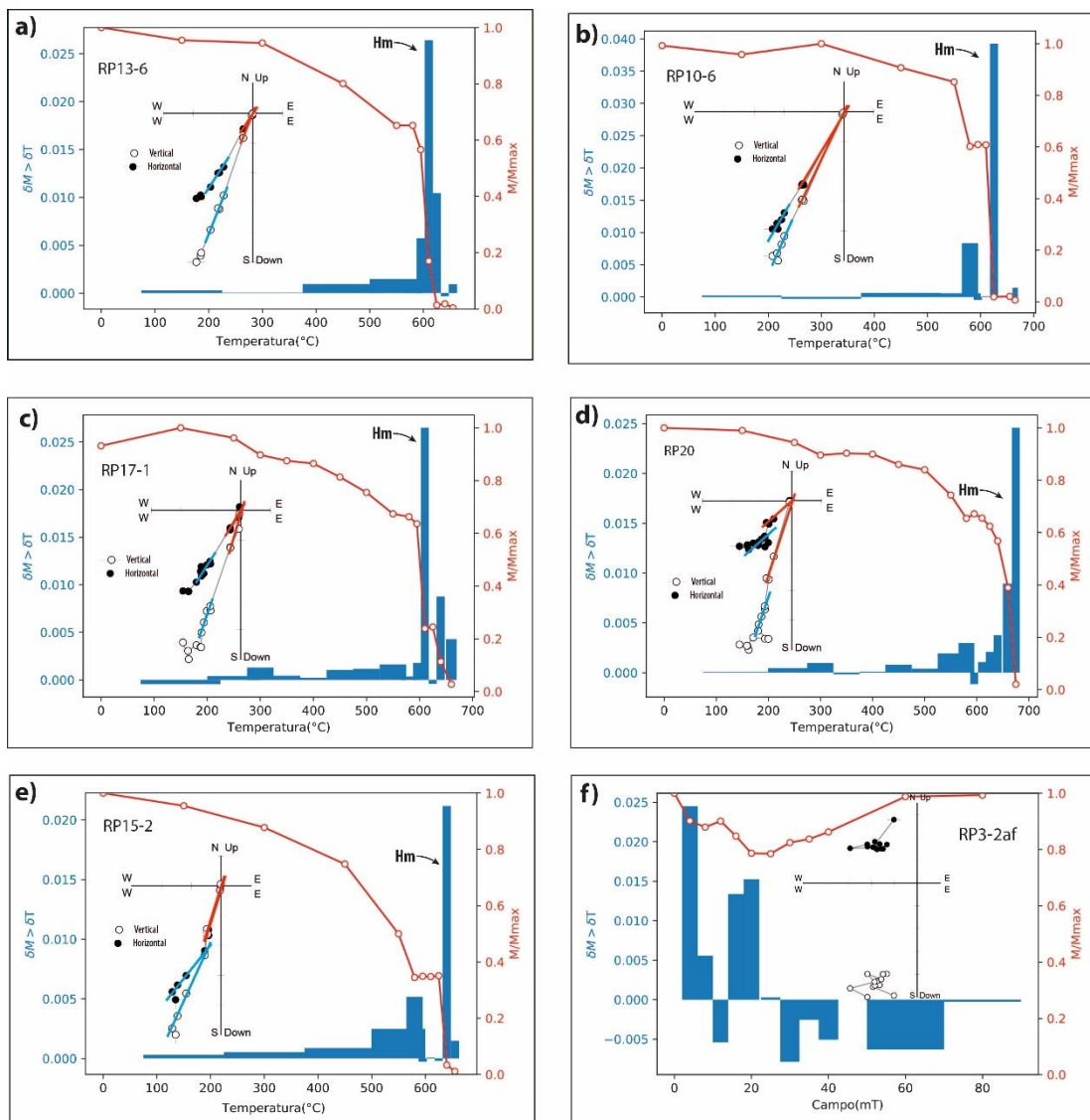


Figura 5.9 Comportamientos típicos de desmagnetización de las muestras RP (Río Pilcomayo). Todos los resultados están en coordenadas geográficas. Las barras azules indican el gradiente de desmagnetización. Todas las direcciones se muestran en coordenadas geográficas. (a), (b), (c) y (d) Decaimiento univectorial de dos componentes con diferente temperatura de desbloqueo. (e)

Presencia de dos componentes en diferentes temperaturas de desbloqueo y decaimiento no-univectorial. (f) Ejemplo típico de desmagnetización por campos alternos de comportamiento errático y poca efectividad de lavado.

Las direcciones de los segmentos colineales en el diagrama de desmagnetización se calcularon de manera independiente. Normalmente, las direcciones de las componentes A y B son invariables, paralelas y se dirigen hacia el origen (i.e. decaimiento univectorial, e.g. Figura 5.9 a,b,c y d) pero en ciertos especímenes se observa un quiebre sutil en los diagramas de Zijderveld (e.g. Figura 5.9e). La similitud entre ambas direcciones indicaría que tanto la componente A como la B, estarían portando la misma dirección de remanencia. Con el objetivo de explorar esta posibilidad (ambas poblaciones provenientes de una media común) se condujo un test "V" de Watson (Watson, 1983) entre la población de componentes A y la población de componentes B. Este test calcula los estadísticos "Vw" a través de simulaciones de Monte Carlo con el fin de probar si dos poblaciones de datos direccionales podrían haber sido extraídas de una media común. Los test se realizaron tanto para las direcciones *in situ* como para las corregidas por estructura. Ambos test arrojan resultados de Vw inferiores al crítico (Vcrit), con lo cual, es posible afirmar con un 95% de confianza que ambas poblaciones (A y B) comparten una misma dirección media (tanto las direcciones *in situ* como las corregidas). En consecuencia, se puede afirmar que ambas componentes tienen la misma dirección y adquirieron su remanencia en momentos contemporáneos.

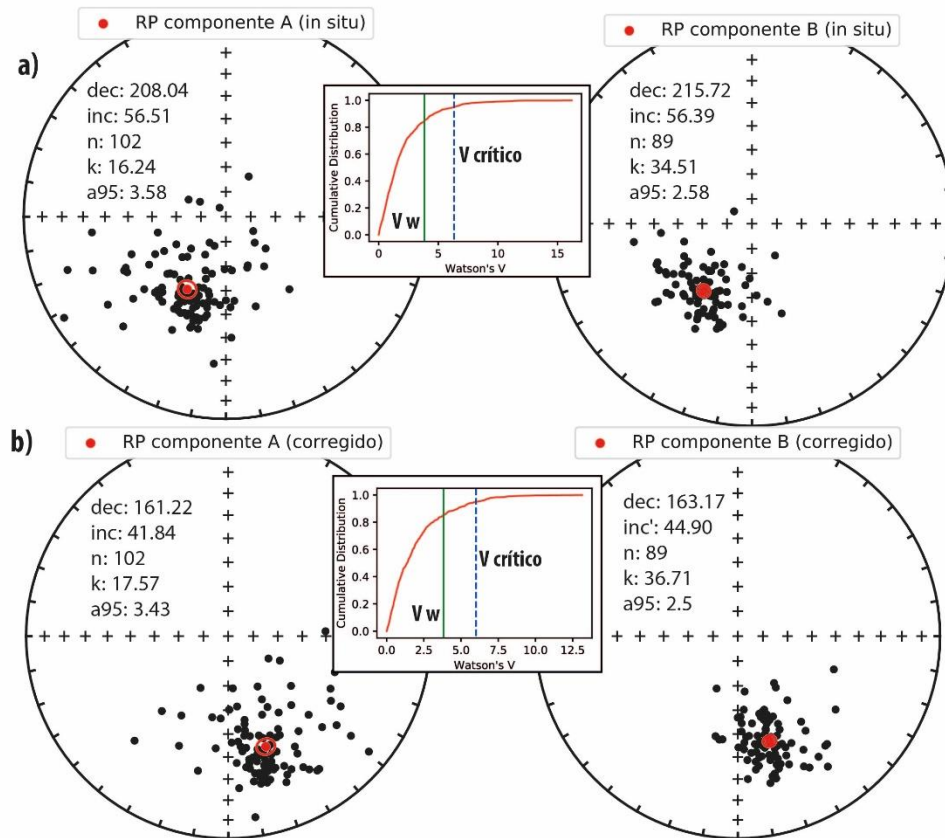


Figura 5.10 Proyección estereográfica (Schmidt) de las direcciones finales para los especímenes de las muestras RP (puntos negros, inclinación positiva). Se observa la dirección media en rojo con su respectivo a95, y los parámetros calculados en el cuarto cuadrante de la red. a) Direcciones *in situ*. B) Direcciones corregidas por estructura. En los gráficos del medio la línea azul discontinua representa el límite superior para el 95% de los Vw calculados en las simulaciones (Vcrit). La línea vertical verde es el Vw calculado para ambas poblaciones. De acuerdo con los tests, existe una media común para ambos sets de direcciones.

Del total de los 140 testigos colectados, 112 arrojaron resultados aptos para su posterior análisis (considerando roturas accidentales en laboratorio y comportamientos no interpretables). Prácticamente la totalidad de las muestras interpretadas (98%) presentan inclinación positiva (polaridad reversa) con excepción de dos muestras (RP2.3 y 2.4) dentro de la Formación Vitiagua (se abordarán sus implicancias posteriormente). Si bien las componentes A y B probaron tener la misma dirección, en lo que resta del análisis, la componente A será la utilizada posteriormente. Las tablas con las direcciones A y B se encuentran dentro del material suplementario (Tabla 5.1 y 5.2, respectivamente).

5.2.1.1 Mineralogía magnética

Luego de un examen detallado de las temperaturas de desbloqueo durante los procesos de desmagnetización térmica, surge que la mayor parte de la remanencia decae entre los 300° y los 610°C. La remanencia restante decae en temperaturas mayores a 600°. Los resultados, entonces, sugieren que la remanencia reside en dos fases magnéticas o en dos poblaciones de diferente tamaño de la misma fase.

La remanencia magnética con temperatura de desbloqueo superiores a los 600°C reside típicamente en hematita (Collinson, 1974) pero existen estudios que demuestran que la hematita autigénica puede presentar temperaturas de desbloqueo entre 250 y 580°C (e.g. Jiang et al., 2015; Sierra-Rojas y Molina-Garza, 2018) y en ese caso compartir el espectro de temperaturas de desbloqueo de la magnetita (entre otros ferromagnéticos *s.l.*). Una forma de discriminar entre ambas mineralogías puede ser la desmagnetización por campos alternos. La baja coercitividad de la magnetita hace que pueda ser desmagnetizada por este método mientras que la hematita no, independientemente de la forma en la que esté presente (autigénica o detrítica). Los presentes resultados de desmagnetización AF indican resistencia a la misma.

Curvas termomagnéticas

Con el objetivo de evaluar la presencia de minerales magnéticos se condujeron curvas termomagnéticas de susceptibilidad (k) vs. Temperatura (T). El comportamiento general de las curvas es irreversible (Figura 5.11), indicando cambios mineralógicos durante el proceso de calentamiento. Estos cambios pueden obedecer a la formación de magnetita a partir de los minerales ferromagnéticos *s.l.* o arcillas y debido al ambiente reductor producto de la atmosfera de Argón.

En las curvas de calentamiento se pueden observar incrementos abruptos en la susceptibilidad justo por debajo de las respectivas temperaturas de Curie, esto se debe al comportamiento superparamagnético que adquieren las partículas debajo de esa temperatura. Este comportamiento tiene como resultado la formación de picos *Hopkinson*. Las muestras RP13-5 y 9-3 presentan picos *Hopkinson* muy marcados alrededor de 550°C indicando la presencia de (Ti) magnetita. En aquellas muestras, se puede observar que las curvas de baja temperatura (Figura 5.11, columna izquierda) presentan una caída abrupta entre -190°C y -150°C.

Las curvas de calentamiento fueron analizadas con el objetivo de encontrar caídas que denoten la temperatura de Curie/Neel de los minerales presentes. Para tal fin, se ajustó la

curva entre los 25 y 700°C mediante splines utilizando un modelo aditivo generalizado (Wood et al., 2016). A posteriori, se calculó la primera derivada de dicho ajuste, que calcula y considera sus intervalos de confianza mediante simulaciones de Monte Carlo. Para tal fin se utilizó el paquete **mgvc** escrito en el lenguaje de programación R (<https://www.rdocumentation.org/packages/mgcv/versions/1.8-26/topics/gam>), en el material suplementario se puede encontrar el código de implementación. A partir de este análisis se puede observar que existen dos gradientes máximos de pérdida de susceptibilidad, el primero se ubica alrededor de los 550°C, típicamente de las magnetitas con algo de sustitución por Ti. El segundo, alrededor de 620°C y 650°, la típica temperatura de Curie de la hematita.

En los ciclos de calentamiento entre -100°C y 400°C la susceptibilidad magnética es, en general, homogénea. Este factor evidencia un mínimo aporte de minerales paramagnéticos, debido a que estos, según la ley de Curie-Weiss, mostrarían un descenso hiperbólico con el ascenso de la temperatura. La muestra RP5-7 podría mostrar una leve contribución de minerales paramagnéticos en la susceptibilidad.

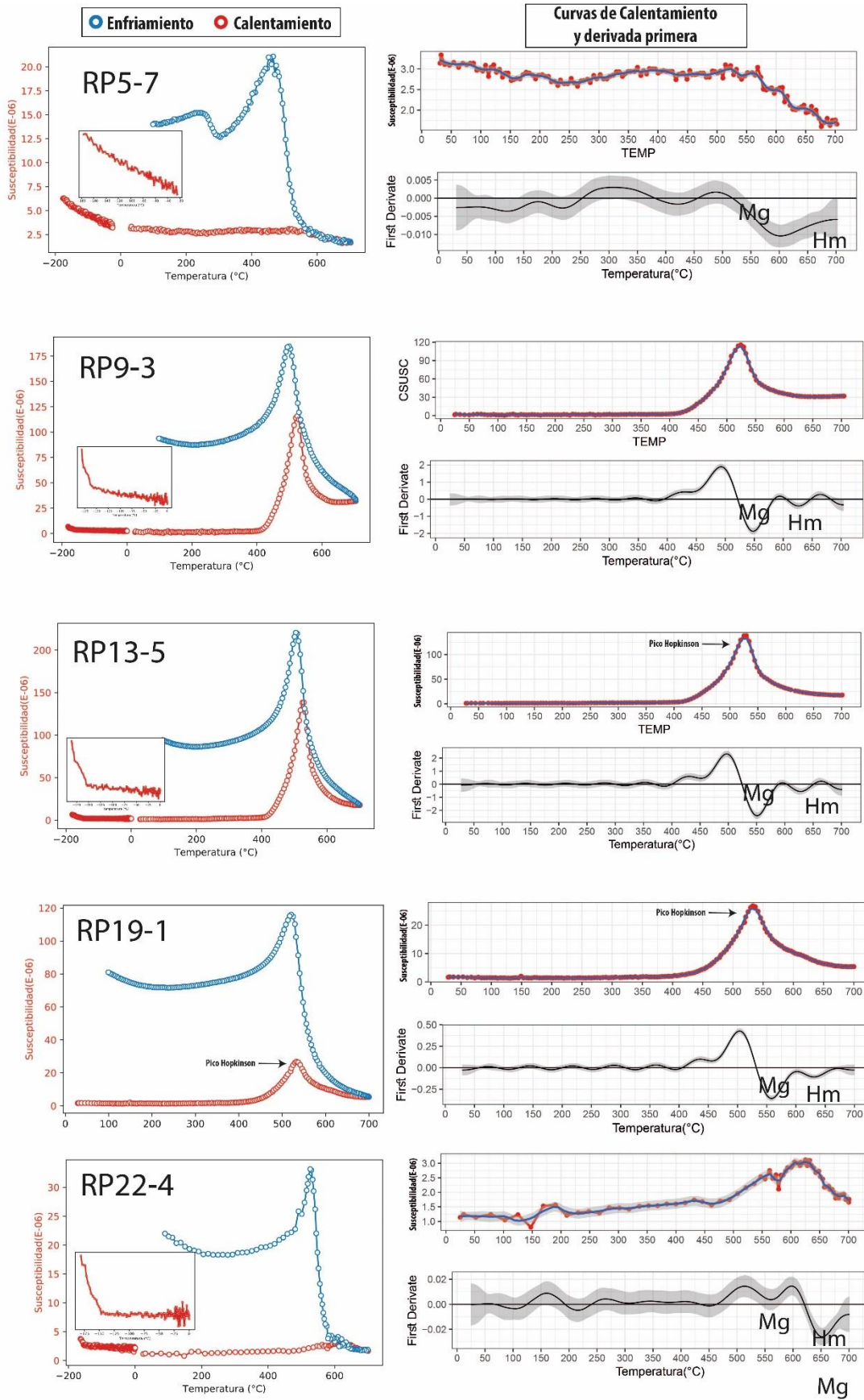


Figura 5.11 La columna izquierda muestra las variaciones de susceptibilidad (k) vs. Temperatura (T) para diferentes muestras representativas, en los recuadros se observan las curvas de baja

temperatura (-200°C a 0°C) con más detalle. El comportamiento durante el calentamiento se observa en rojo y el enfriamiento en azul. La columna derecha muestra el comportamiento de las curvas de calentamiento (25°C a 700°C) con su correspondiente ajuste mediante splines y en el recuadro inmediato inferior se observa la primera derivada con su intervalo del 95% de confianza (se remite al texto para más detalles).

Ciclos de histéresis

Se obtuvieron ciclos de histéresis usando un Magnetómetro de Muestra Vibrante Molspin, los campos aplicados fueron de -1T a 1T. Los resultados no están bien definidos debido a que portan magnetización débil, sin embargo, luego de ser corregidos por diamagnetismo o paramagnetismo, muestran un angostamiento en la sección media del ciclo y un ensanchamiento hacia las secciones inferior y superior; esta forma se define como cintura de avispa (Roberts et al., 1995) e indica la presencia de dos fases magnéticas de diferente coercitividad. Las coercitvidades (B_c) se encuentran entre 0,02T y 0,09T.

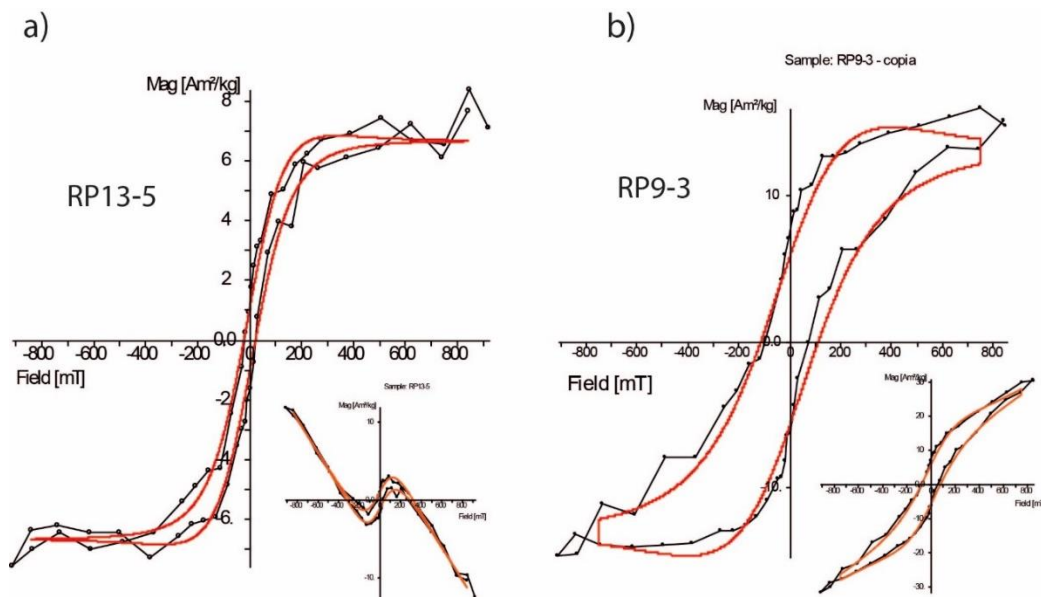


Figura 5.12 Ciclos de histéresis representativos después de la corrección por contribuciones (a) diamagnéticas y (b) paramagnéticas.

Adquisición de Magnetización Remanente isotérmica

Se realizó la descomposición del espectro de coercitvidades de las curvas de adquisición de MRI y desmagnetización de *backfield* (Muestras RP10 y RP19). Todas las curvas se modelaron con dos o tres componentes y las coercitvidades medias en todos los casos son altas. La fase

dominante se encuentra entre 500 y 1100 mT y consiste en el 80% de del total de la MRI. No se detectaron fases de coercitidades bajas (<80mT). Se detectó una componente, que contribuye en un $\approx 10\%$ de la MRI entre 100 y 230mT. Por lo expuesto, se considera que todos los modelados son compatibles con hematita de diferentes granulometrías.

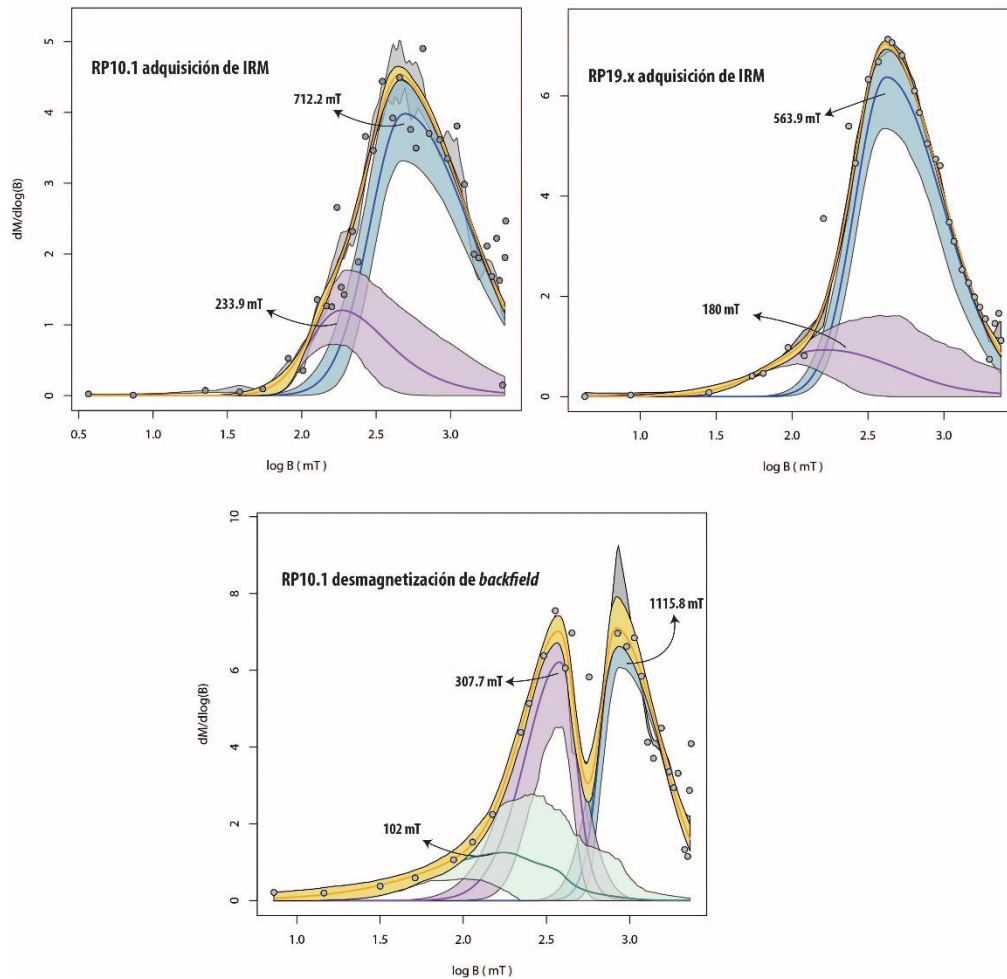


Figura 5.13 Espectro de coercitidades de curvas de adquisición de MRI y desmagnetización de *backfield*.

Descripción petrográfica

Se realizaron 6 descripciones y observaciones petrográficas de muestras representativas para identificar de manera óptica los minerales que pueden contribuir en la remanencia magnética (en la Figura 5.14 se pueden observar algunos de ellos). La mayoría de las muestras corresponden a areniscas cuarzosas compuestas principalmente por clastos de cuarzo monocristalino (Qm) y en menor cantidad policristalino (Qp), plagioclasa (Pl), feldespato potásico (FK), fragmentos líticos (Fl) de rocas metamórficas, de rocas volcánicas ácidas,

volcánicas básicas y pedernal (Ch). Contienen clastos de minerales pesados y opacos, principalmente epidoto (Ep) y hematita (Hm). Presentan cemento silíceo, hematítico (Hm) y carbonático (Ca). Algunos clastos de cuarzo presentan crecimientos secundarios (Cs). En el material suplementario se pueden encontrar las descripciones petrográficas de todas las muestras descritas.

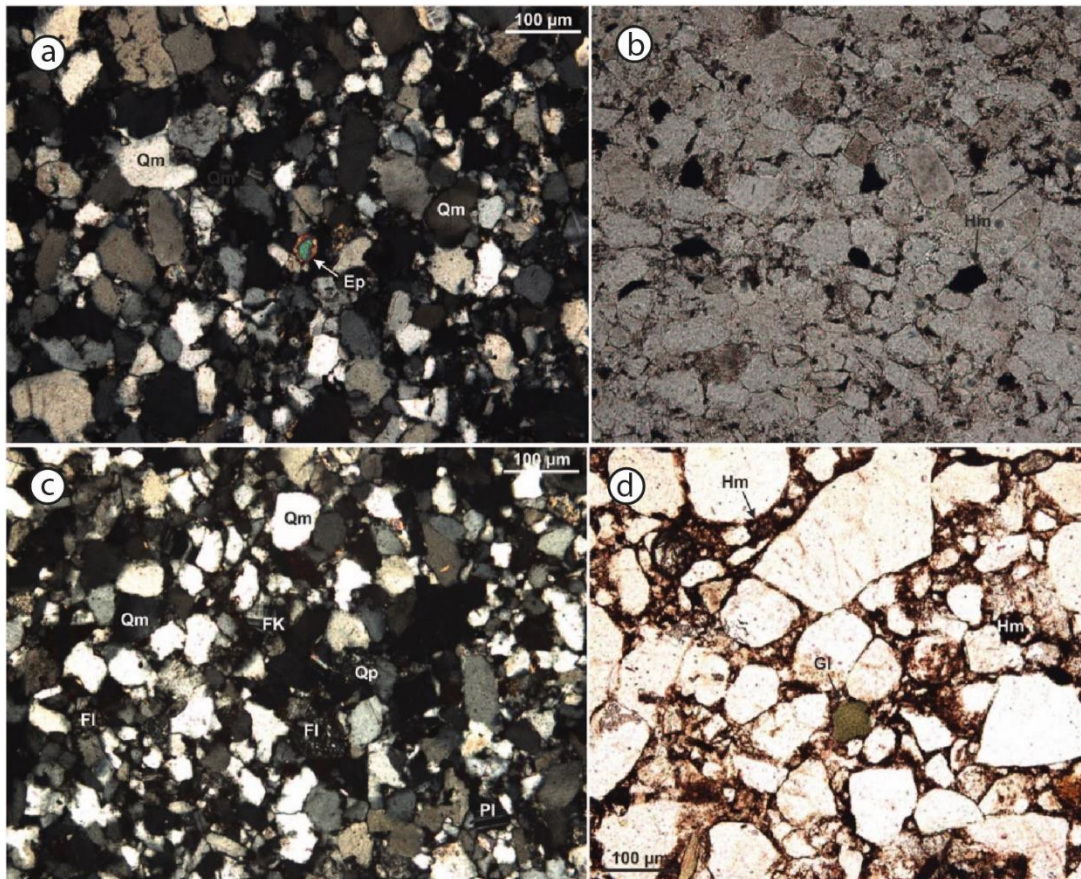


Figura 5.14 Cortes petrográficos representativos. (a) Aspecto de la muestra RP22 en nicoles cruzados, arenisca cuarzosa fina de selección moderada, se observan clastos de cuarzo monocristalino, fragmentos líticos y epidoto. (b) Muestra RP22 en nicoles paralelos, se pueden observar clastos de Hm. (c) Aspecto general de la muestra RP18, se observa selección moderada y clastos de variados. (d) Muestra RP18, arenisca media a gruesa de mala selección. Remitirse al material suplementario para una descripción detallada.

5.2.1.2 Test del plegamiento

Debido a que todo el presente perfil corresponde al limbo frontal de la sierra de Aguargüe (muestras RP), con el objetivo de evaluar la edad de la adquisición de la remanencia magnética en función de la estructuración de la sierra, fue muestreado el limbo dorsal de la estructura. Las muestras tomadas (Sitios RS) corresponden a la Formación San Telmo; se obtuvieron 12 testigos paleomagnéticos que tuvieron un comportamiento más errático que las muestras RP, con lo cual solo pudieron aislarse 9 componentes de alta temperatura

(>585°C). En la figura 5.15 se pueden observar las 9 direcciones aisladas en coordenadas geográficas (in situ). Noventa y siete direcciones fueron sometidas subsecuentemente al *bootstrap foldtest* (Tauxe y Watson, 1994), en el cual las correcciones estructurales son aplicadas a subsets de muestras elegidas aleatoriamente (con reemplazo) de la población original. La coaxialidad (máximo autovalor de la matriz de covarianza del subset) se mide como función del desplegamiento de la estructura. El grado de desplegamiento que conlleva la mayor coaxialidad se puede calcular después de 1000 iteraciones junto con el intervalo de 95% (Figura 5.15).

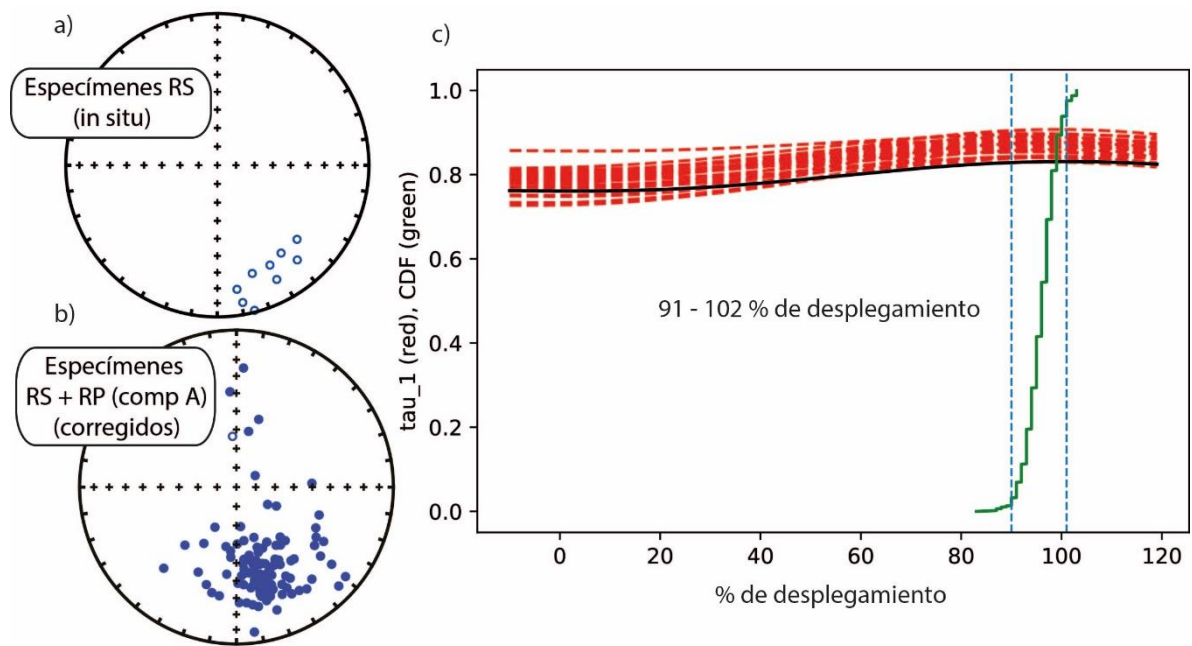


Figura 5.15 (a) Se observan las direcciones in situ de las muestras RS (remitirse a la figura 5.10a para las RP). (b) Direcciones después de haber sido corregidas por estructura (sitios RS y RP). (c) Resultado del *bootstrap fold test* (Tauxe and Watson, 1994). Las líneas rojas discontinuas son ejemplos de los resultados *bootstrapeados*, que muestran el agrupamiento de las direcciones (>tau_1 es mayor agrupamiento) como función del desplegamiento de la estructura. La función de distribución acumulada de los 2000 resultados del bootstrap se observa en la línea verde y delimita la zona del 95% de confianza, que se extiende de 91 a 102% de desplegamiento indicando que la remanencia es previa a la estructuración.

5.2.1.3 Corrección de la inclinación por el método de Elongación-Inclinación

En el capítulo 4 se hizo un resumen acerca del error de compactación que usualmente porta la remanencia magnética de rocas sedimentarias.

Comúnmente se asume que la distribución de PGVs es circularmente simétrica para todas las latitudes (con una dispersión mayor a medida que la localidad de muestreo es mas cercana a los polos). Debido a la relación no lineal entre los PGVs y las direcciones de campo, este

corolario de simetría circular de PGVs se observa también a partir de direcciones no-circulares y dependientes de la latitud. Tauxe y Kent (2004) utilizan un modelo estadístico de campo para generar direcciones dependientes de la latitud (TK03.gad) y proponen inteligentemente que puede ser utilizado para detectar desviaciones del comportamiento esperado para un campo dipolar, axial y geocéntrico (DAG). En la práctica, estas desviaciones se obtienen a partir de comparar la “elongación” (ver los detalles teóricos en el capítulo 4) del set de datos con la elongación esperada a partir de la función tk03.gad para una latitud dada. Este método, denominado de Elongación – Inclinación (E-I), permite obtener el factor f de compactación que mejor ajusta la elongación del set de direcciones a la esperada por el tk03.gad.

La cantidad de direcciones que Tauxe y Kent (2004) recomiendan para hacer en análisis, son entre 100 y 150. En el presente trabajo ese criterio no se puede cumplir ya que solo se cuenta con 112 direcciones en más de 1200 metros espesor, con lo cual es de esperar que en la elongación de las direcciones haya varias componentes, como cambios de litología o incluso deriva continental (que será desarrollada en detalle en una sección posterior). Por otro lado, como indican Bilardello y Kodama (2010c), el error de inclinación depende también de la litología, con lo cual el método de E-I debería cumplir un requisito más: tener 100-150 direcciones de la misma litología, lo que significa un impedimento para los estudios paleomagnéticos tradicionales. Hechas estas aclaraciones, se procede al estudio de E-I para tener una aproximación acerca de la posibilidad de estar en presencia de errores de inclinación. Los resultados no serán tomados cuantitativamente y solo ilustrarán o no sobre la posible presencia de este efecto.

Se condujo una simulación en la zona del perfil de mayor densidad de muestreo (entre 600 m y 1000 m), donde se cuenta con 75 direcciones a partir de los datos aquí presentados y aquellos de Ernesto et al. (1988). Las direcciones tenidas en cuenta para el análisis fueron aquellas que se encontraban a menos de 45 grados de distancia angular de la media (Biggin et al., 2008). Los resultados se observan en la siguiente figura (Figura 5.16).

La inclinación original era: 35.64
 La inclinación corregida es: 43.703
 intervalos de confianza: 36.2 to 52.8
 Parametro de elongación: 1.8
 Factor f : 0.74

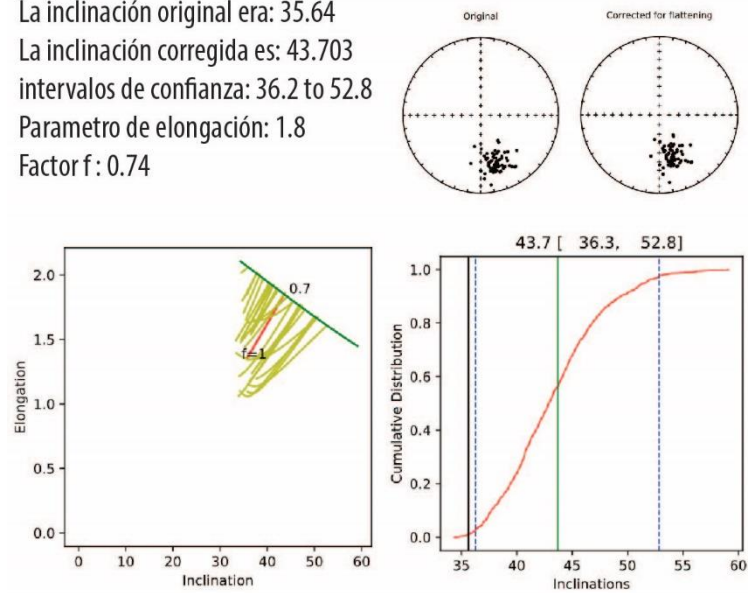


Figura 5.16 Se observa el resultado de las simulaciones de E-I (Tauxe y Kent, 2004).

Se obtuvo un factor de compactación f de 0,74 y una inclinación corregida de 43° (límite Sup. 52,8°, límite Inf. 36,2°) después de 1000 simulaciones. A partir de los datos obtenidos, no se descarta la presencia de errores por compactación en las muestras aquí presentadas.

5.2.1.4 Interpretación de los resultados paleomagnéticos

Interpretación de los resultados de magnetismo de rocas

En general los resultados de los estudios de magnetismo de rocas indican la presencia de dos fases minerales de diferente coercitividad y temperatura de Neel/Curie. Las temperaturas de Neel/Curie observadas a partir de las temperaturas de desbloqueo de laboratorio y las curvas termomagnéticas (k vs. T) indican una temperatura de Curie de alrededor de 500°C a 550°C compatibles con (Ti)magnetita. Se observa adicionalmente la temperatura de Curie típica de la hematita (*sensu lato*), entre 580°C y 660°C. En algunos casos, las temperaturas de desbloqueo pueden ser separadas en dos caídas discretas de 580-630°C y 650-660°C, compatible con hematita pigmentaria y detrítica (especularita?), respectivamente (Ozdemir y Dunlop, 2014). En esos casos, se prioriza la separación de la componente de mayor temperatura presumiendo que se trata de especularita y en ese caso, tratarse de MRD. Las señales de la magnetita se ven exaltadas en las curvas de k vs. T debido a que su susceptibilidad magnética es ampliamente mayor que la de la hematita.

Se descarta la presencia de sulfuros de hierro debido al carácter de oxidación que tienen las presentes rocas. La descomposición del espectro de frecuencias de MRI muestran fases que no son compatible con minerales de baja coercitividad. Se considera, por lo expuesto anteriormente, que la componente B esta portada por hematita pigmentaria y la componente A por hematita detrítica.

El test de media común confirmo que las componentes A y B adquirieron su remanencia en momentos contemporáneos. Debido a que en algunos casos la componente difiere en pocos grados, se interpreta que, en esos casos, la hematita (componente A) corresponde a una magnetización remanente detrítica (MRD) y la hematita pigmentaria (componente B) porta una remanencia química producto de una diagénesis muy temprana. Esta observación se sostiene a partir las observaciones petrográficas describieron hematita tanto en clastos como autigénica (cemento ferruginoso). Se prioriza la componente A portada por la mayor temperatura (>625°C) y se concluye que se trata de hematita detrítica portando una MRD.

Comportamiento estratigráfico de las direcciones, ¿existe un control producido por la deriva continental de Gondwana?

Como mencionamos anteriormente Ernesto et al. (1988) realiza un muestreo detallado de la sección que aquí analizamos (Río Pilcomayo) e incluyen como material suplementario las direcciones medias finales por sitio junto con su ubicación estratigráfica. Estos datos serán utilizados aquí para complementar las direcciones de la presente contribución.

Si bien no existe un control cronoestratigráfico muy acotado de la columna aquí analizada, debido al espesor involucrado en todo el perfil (alrededor de 1300m) es válido preguntarse si la dispersión existente en los PGVs es producto únicamente de la variación paleosecular o si existe un control de la deriva continental de Gondwana en las direcciones obtenidas. A partir de los análisis previos se pudo observar que la deriva de Gondwana durante el Paleozoico tardío y el movimiento de su CDPA es marcado (Gallo et al., 2017) .

Si la columna de estudio se extendiera en el tiempo e involucrara gran parte del Paleozoico tardío, esperaríamos entonces, que los PGV's obtenidos reflejaran el movimiento de la CDPA. En la siguiente figura (Figura 5.17) podemos observar como es la variación de las direcciones y los PGV's como función de la posición estratigráfica. Las componentes que encontramos fueron separadas, se observa en color magenta la componente A mientras que la componente B se puede observar en color verde. Adicionalmente, fueron agregados los datos de Ernesto et al. (1988) en azul.

Cabe destacar el comportamiento anómalo de los sitios RP6 y RP7 en la Formación San Telmo. Todos sus especímenes cuentan con inclinación negativa (polaridad reversa), sin embargo, sus declinaciones son anómalas si se las compara con dirección media, y se ubican en su mayoría en el primer cuadrante. Estas direcciones, junto con sus respectivos PGM's se ubican fuera de un ángulo límite que se considera el aceptado como producto de la variación paleosecular. Al aplicar el criterio de Biggin et al. (2008) para el Supercrón Cretácico de polaridad normal, de un ángulo límite de 45° (o *cuttoff angle*) respecto de la dirección media, las muestras correspondientes a estas direcciones son descartadas. Fuera de ese límite, los *outliers* se consideran típicamente excursiones del campo o reversiones de polaridad.

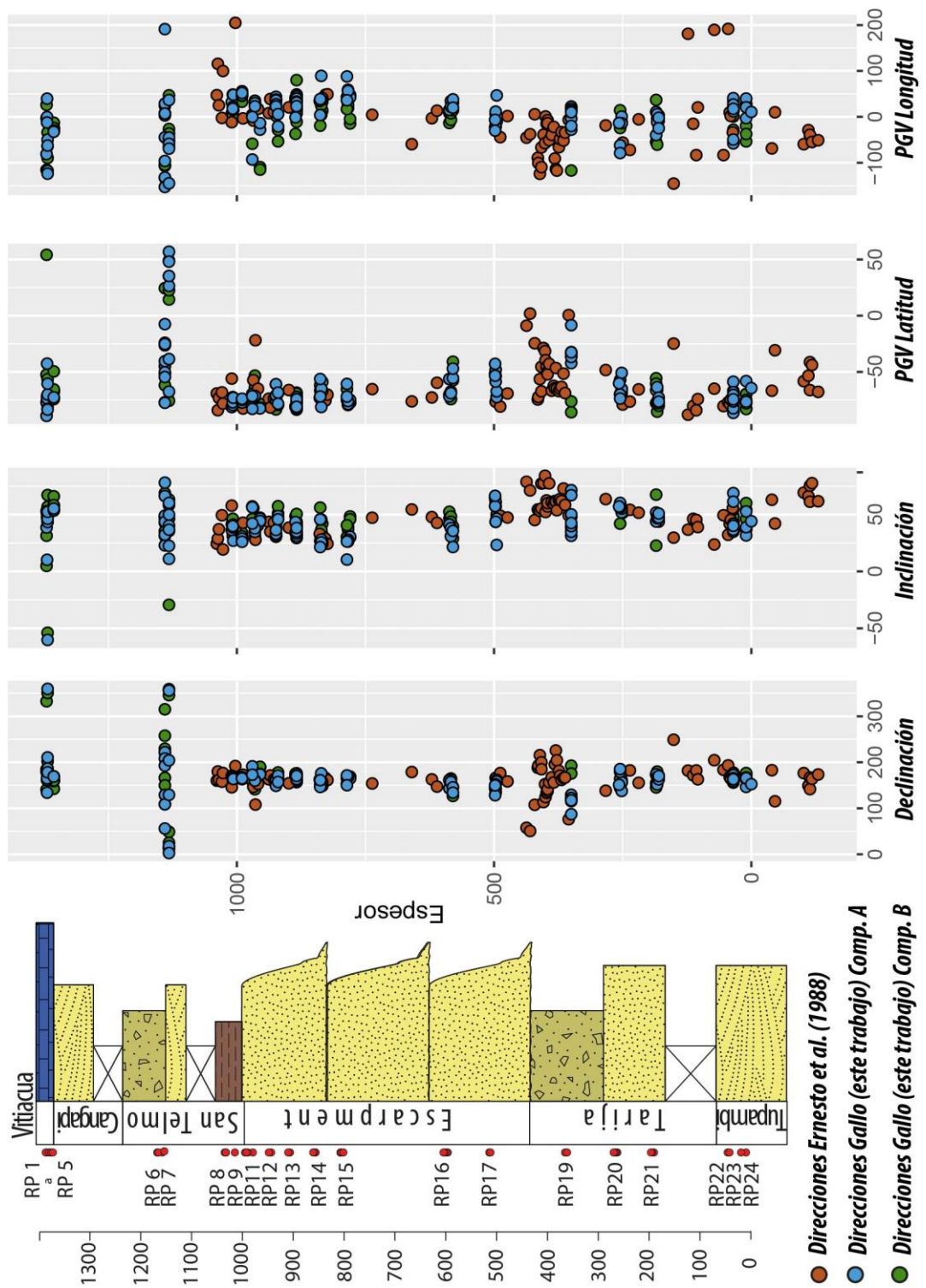


Figura 5.17 Variación estratigráfica de las direcciones. Se observan las direcciones correspondientes a cada muestra (color verde para las componentes B y color azul para las componentes A) de la presente contribución y las direcciones medias finales de los sitios analizados por Ernesto et al. (1988) en color magenta. Las direcciones (primeras dos columnas) fueron transformadas a su correspondiente PGV (tercera y cuarta columna) según la fórmula del DAG.

Como se mencionó anteriormente, la dispersión existente en los PGVs obedece en primer lugar a la variación secular. Con el objetivo de investigar si existe un control de la deriva de Gondwana sobre la dispersión de los PGVs, se aplicará la estadística de Fisher a la distribución de los mismos para filtrar la señal de las contribuciones de la variación paleosecular. Comúnmente se asume que la distribución de los PGVs es simétrica para todas las latitudes y es una práctica común aplicar Fisher a la distribución de PGVs (Deenen et al., 2011). Para tal fin, se aplicó una ventana móvil de 100 metros de espesor en pasos de 100 metros sobre los datos de toda la columna (los códigos se adjuntan en el material suplementario). En cada paso o ventana, los PGVs dentro de la ventana móvil se promedian para calcular sus parámetros de concentración y la dirección media. Solo se tienen en consideración aquellos PGVs que se encuentran a menos de 45° de distancia angular de la media de la ventana (Biggin et al., 2008). Se considera al promedio del espesor involucrado como etiqueta de la ventana (Tabla 5.1). Se toma como supuesto que el tiempo involucrado en la depositación de 100 metros de sedimentos promedia de manera precisa la variación secular. Los PGVs que entraron en la ventana fueron promediados asumiendo simetría rotacional y solo se tomaron en cuenta las ventanas que contenían al menos 6 PGVs y $A95 < 15^\circ$. Dado que el método de las ventanas móviles logra promediar la variación secular, se puede considerar que cada ventana representa un “polo paleomagnético” (Tabla 5.1, Figura 5.18). Las direcciones analizadas corresponden a la componente A de alta temperatura que corresponde a hematita detrítica.

En el siguiente gráfico (Figura 5.18) se puede observar la deriva aparente (en coordenadas actuales) que tuvo el polo paleomagnético durante el período de depositación de la columna estudiada luego de filtrar la dispersión correspondiente a la variación secular.

Tabla 5.1. Comportamiento paleomagnético del Angosto del Río Pilcomayo a partir del método de ventana móvil (paso = 100 m; ventana = 100 m). n = cantidad de especímenes (Gallo, 2019, este trabajo)-Sitios(Ernesto et al., 1988) dentro de la ventana; VGPlat/VGPLong = latitud y longitud del VGPs calculado a partir de la ventana; A95=óvalo del 95% de confianza.

Espesor medio (m)	Formación	n	VGPlat(°)	VGPLong(°)	VGPlat(°) (Sudáfrica)	VGPLong(°) (Sudáfrica)	A95(°)	Paleolatitud (°)
0	Tupambi	17	-76.9	-0.6	-41.71	67.94	5.8	27.3
400	Tarija	26	-54.7	-44.5	-36.05	33.51	11.6	54.2
500	EscarPMENT	9	-65.0	-3.5	-31.62	60.12	10.8	32.2
600	EscarPMENT	8	-62.9	20.7	-26.33	70.85	7.4	21.9
800	EscarPMENT	15	-71.4	43.9	-34.44	81.54	4.6	15.3
900	EscarPMENT	24	-74.4	28.4	-37.36	75.88	2.6	20.5
1000	San Telmo	25	-76.3	18.7	-39.66	73.19	6.0	23.1
1400	Vitiacua	10	-80.2	-26.4	-47.5	65.4	12.1	29.6

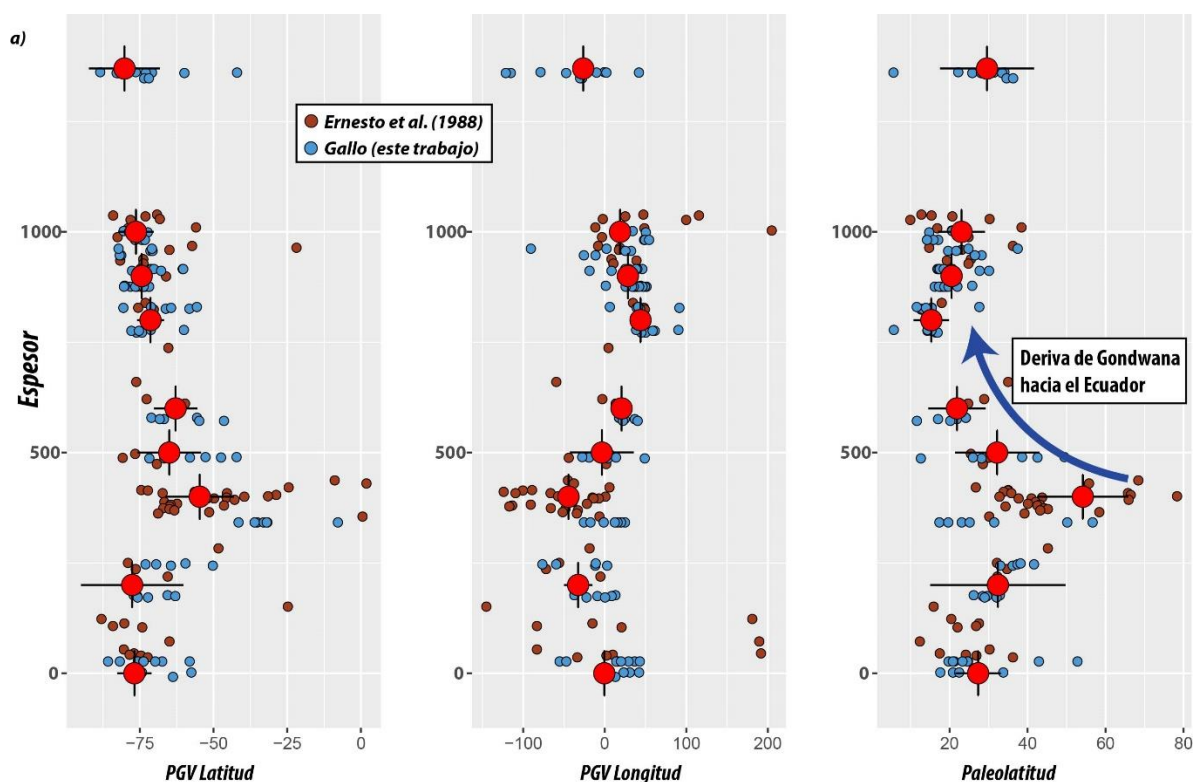


Figura 5.18 Comportamiento paleomagnético del perfil de estudio. En magenta se observan los PGVs reportados por Ernesto et al. (1988) y en azul los PGVs de esta contribución (componente A). Los círculos rojos representan la media (Fisher, 1953) de la ventana móvil de 100 metros. Las barras negras verticales representan el espesor involucrado en la ventana móvil y las barras horizontales el A95. Se puede observar la deriva aparente del polo a lo largo del perfil. Notar el cambio abrupto en latitud hacia la mira del perfil (Formación Escarpment).

Luego de haber filtrado la componente de dispersión correspondiente a la variación paleosecular, observamos que existe una deriva aparente del polo paleomagnético, como se puede observar en la figura anterior. Con el objetivo de determinar si esta deriva aparente coincide con la de Gondwana para el Paleozoico tardío se procede a comparar estos resultados con aquellos calculados para el continente gondwánico (Gallo et al., 2017). Para ello, rotamos los polos obtenidos a coordenadas de África según los parámetros de Torsvik et al. (2012) (Lat- 47.5 / Long. -33.3 / Ang. 56.2°). La figura 5.19 muestra la ubicación de los polos obtenidos en coordenadas de Sudáfrica.

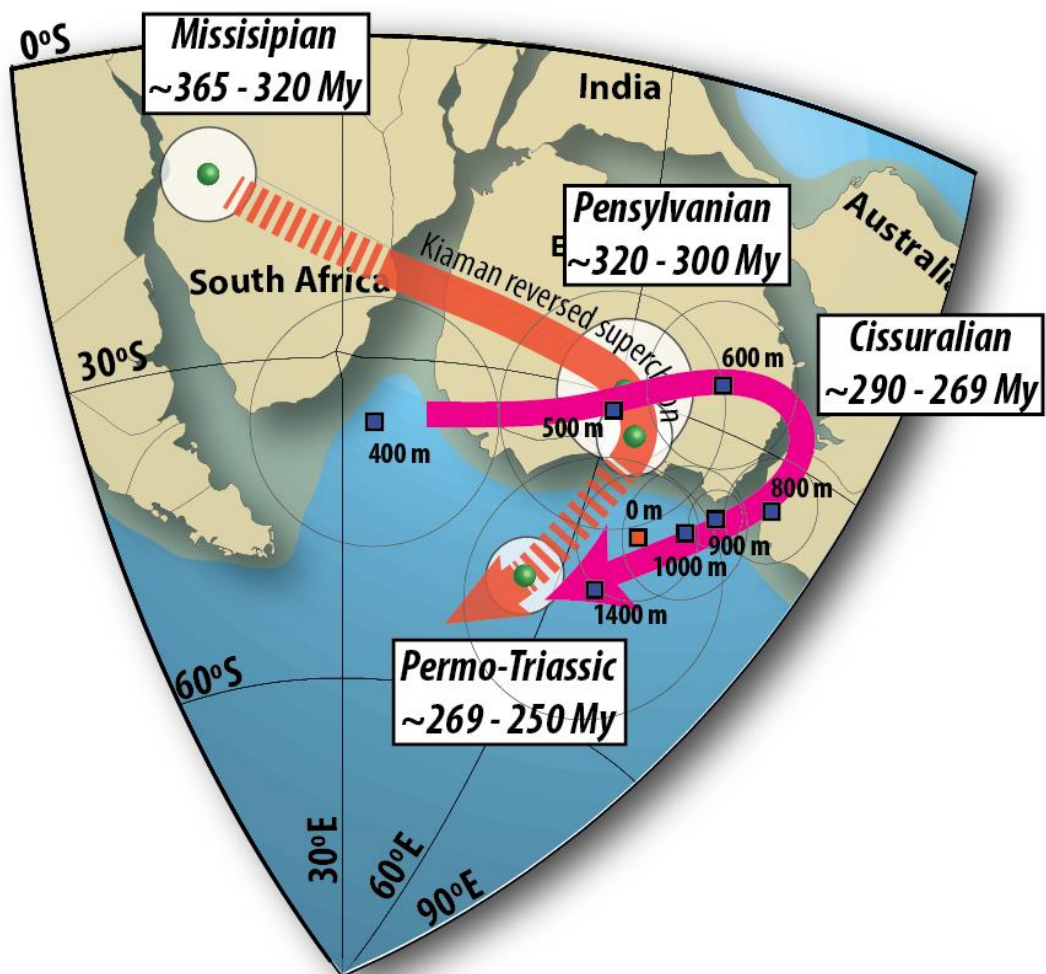


Figura 5.19 Comportamiento paleomagnético del angosto del Río Pilcomayo en una proyección de Schmidt y coordenadas de Sudáfrica. Los cuadrados azules representan los polos paleomagnéticos para el espesor que indica su correspondiente rotulo (0m base del perfil, 1400m techo del perfil). En rojo se observa la CDPA dipolar pura obtenida en el capítulo 4 (Gallo et al., 2017). Nótese la clara correlación entre ambas curvas, indicando la componente de deriva polar aparente que tiene el comportamiento paleomagnético del Río Pilcomayo.

De la figura anterior, podemos observar que la localización de los polos paleomagnéticos obtenidos tiene un claro control estratigráfico. Al comparar la deriva polar del perfil, con la Curva de Deriva Polar Aparente Dipolar Pura obtenida en el capítulo 4, se destaca una gran similitud entre ambos caminos. La semejanza en el camino recorrido por ambas curvas provee evidencia suficiente para afirmar que la respuesta paleomagnética del perfil del Río Pilcomayo obedece a la deriva continental de Gondwana durante el Paleozoico tardío. Considerando que los resultados del método de E-I para la parte media del perfil (teniendo en cuenta las limitaciones explicadas y los requisitos no cumplidos) dieron compatibles con errores de inclinación ($f \approx 0.74$), vale la pena destacar que la corrección por dicho factor acercaría aún más los resultados a la CDPA de Gondwana, ya que el efecto del error de inclinación es alejar el polo de la localidad de muestreo (*far sided effect*).

Cabe destacar la posición del polo de la base de la columna (0 metros correspondiente a la Fm. Tupambi), que no se corresponde con el comportamiento que tiene el resto del perfil y tampoco se encuentra en la posición esperable siendo que se trata de una unidad más antigua. Dicha posición anómala podría ser consecuencia de un evento de remagnetización pérmico documentado en gran parte de Sudamérica (Font et al., 2012; Tomezzoli et al., 2013) y Australia (Klootwijk, 2013). Si ese fuera el caso, hay un control litológico en este tramo del perfil que favoreció este tipo de procesos, no así en los tramos superiores del perfil.

La presencia de muestras de polaridad normal hacia el techo de la sección, en la base de la Formación Vitiacua, sugiere que la base de dicha Formación es más joven que el Supercrón de Polaridad Reversa Kiaman (Lanci et al., 2013). Cabe destacar el comportamiento anómalo de los sitios RP6 y RP7 (miembro Caiguami de la Formación San Telmo) que si bien muestran inclinación positiva (reversa) sus declinaciones presentan mucha dispersión con un agrupamiento en la antípoda de las declinaciones medias. Si bien no responden a una reversión neta, dichos comportamientos podrían estar documentando la proximidad o inicio del intervalo Ilawarra en la cuenca.

Resumiendo, los resultados paleomagnéticos del Río Pilcomayo reflejan de manera correcta la deriva polar aparente de Gondwana durante el Paleozoico tardío.

5.2.2 Quebrada de los Monos

La Quebrada de los Monos (Figura 5.6) fue muestreada de base a techo (Figura 5.20) incluyendo los Grupos Mandiyutí (Formaciones Escarpment y San Telmo) y Cuevo (Formaciones Cangapi y Vitiacua), en la Figura 5.20 se puede observar la columna estratigráfica. Si bien dista solo 5 km del perfil del Angosto del Río Pilcomayo (Figura 5.6) la correlación de litologías entre ambos perfiles es una tarea difícil. Debido a la naturaleza glacial de algunas formaciones, se observan repentinos cambios laterales. Por otro lado, la naturaleza arenosa y falta de control cronoestratigráfico en gran parte de la cuenca dificulta definir los pases formacionales de manera precisa. Es por ello que la correlación es difícil. Sin embargo, existen algunos niveles de inundación que se observan en toda la cuenca, como el miembro Yaguacua, que puede utilizarse como nivel guía. La naturaleza de la Formación Vitiacua, de composición carbonática con intercalaciones de pelitas silicificadas, también se caracteriza como un nivel guía y tomada como referencia para nivelar los dos perfiles (en ambos dicha Formación conforma el techo de la secuencia.)

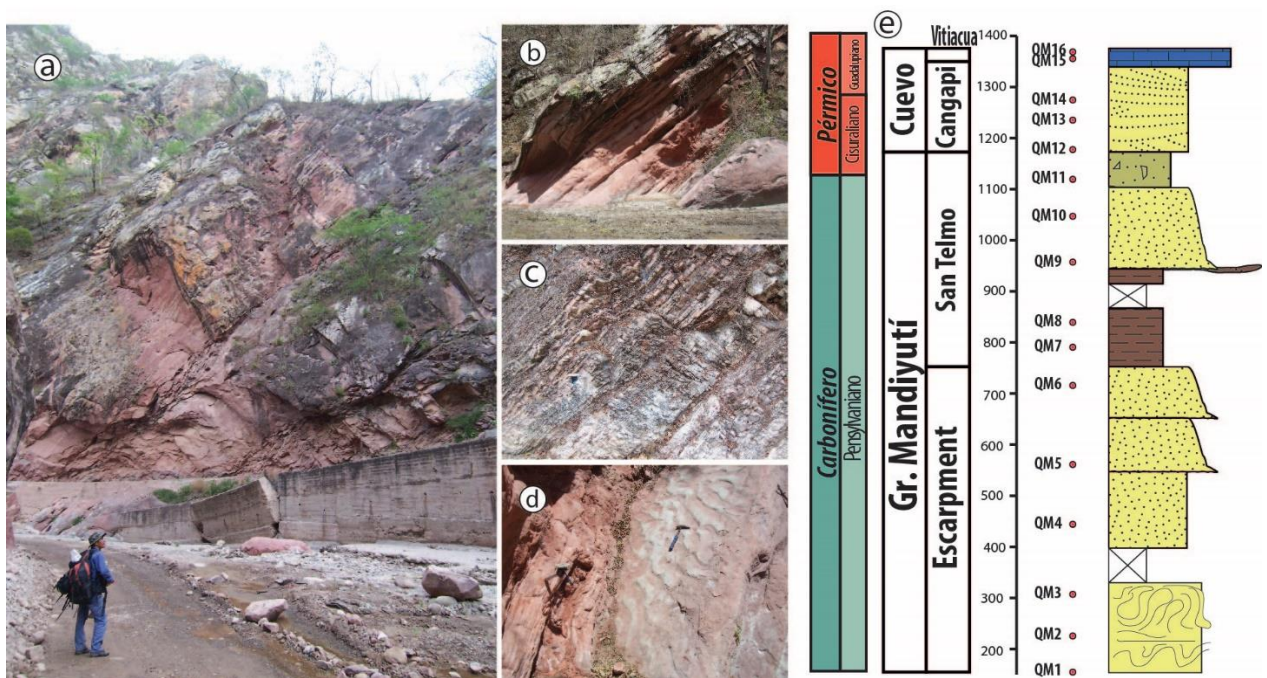


Figura 5.20 Vistas generales de los afloramientos de la Quebrada de los Monos y la sección estratigráfica con la ubicación de las muestras tomadas. (a) Vista general de los afloramientos carboníferos. (b) Miembro Yaguacua de la Fm. San Telmo. (c) Detalles del afloramiento de la Formación Vitiacua. (d) Afloramiento de la Fm. Escarpment. (e) Columna estratigráfica general y ubicación del muestreo paleomagnético.

Se extrajeron con 110 testigos paleomagnéticos (rotulados con las iniciales QM) de los cuales fueron recuperadas 98 direcciones paleomagnéticas.

El comportamiento de la mayoría de las muestras fue homogéneo y la desmagnetización de mayor efectividad fue la térmica (95%). El estudio piloto demostró que la desmagnetización por campos alternos no resultó efectiva (e.g. Figura 5.21a). Consecuentemente, se procedió al estudio de toda la colección mediante lavado térmico.

La desmagnetización térmica es típicamente de carácter simple y resulta en la remoción de una componente de temperaturas intermedias (Componente B), seguida de una componente con decaimiento univectorial hacia el origen hasta los 680°C (Componente A), ambas de gran estabilidad. El espectro de temperaturas de desbloqueo sugiere la presencia de dos fases magnéticas, debido a que la remanencia se ve afectada en dos intervalos discretos, evidenciados en los gradientes de desmagnetización (Figura 5.21). El desbloqueo de la remanencia natural comienza entre 300°C y 600°C (componente B), mientras que el segundo ocurre por arriba de 600°C (componente A). La remanencia que persiste luego de los 580°C normalmente es mayor al 20% de la MRN.

Las direcciones de los segmentos colineales en los diagramas de desmagnetización fueron aisladas de manera independiente. Normalmente, las direcciones de las componentes A y B son invariables, paralelas y se dirigen hacia el origen (i.e. decaimiento univectorial, e.g. Figura 5.21 b, d, e y f) pero en ciertos especímenes se observa un quiebre sutil en los diagramas de Zijderveld (e.g. Figura 5.21c). La similitud entre ambas direcciones indicaría que tanto la componente A como la B, estarían portando la misma dirección de remanencia. Con el objetivo de explorar esta posibilidad (ambas poblaciones provenientes de una media común) se condujo un test "V" de Watson (Watson, 1983) entre la población de componentes A y la población de componentes B, mediante el paquete PmagPy (Tauxe et al., 2016). Ambos test arrojan resultados de V_w inferiores al crítico (V_{crit}), con lo cual, es posible afirmar con un 95% de confianza que ambas poblaciones (A y B) comparten una misma dirección media (tanto las direcciones in situ como las corregidas por estructura). En consecuencia, se puede afirmar que ambas componentes tienen la misma dirección y adquirieron su remanencia en momentos contemporáneos.

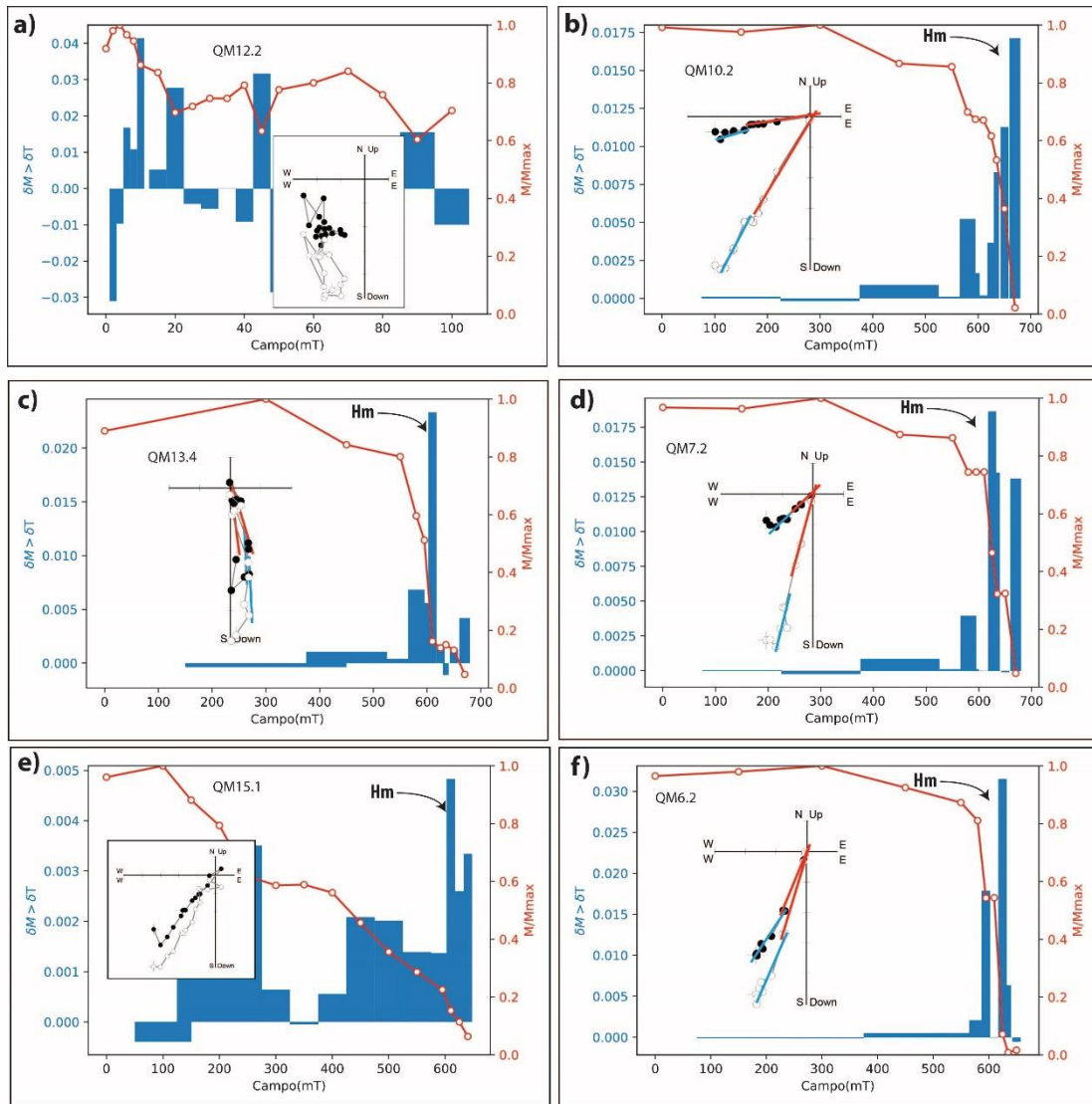


Figura 5.21 Comportamientos típicos de desmagnetización de las muestras QM (Quebrada de los Monos). Todos los resultados están en coordenadas geográficas. Las barras azules indican el gradiente de la desmagnetización. (a) Ejemplo típico de desmagnetización por campos alternos de comportamiento errático y poca efectividad de lavado. (b), (d), (e) y (f) Decaimiento univectorial de dos componentes con diferente temperatura de desbloqueo. (c) Presencia de dos componentes en diferentes temperaturas de desbloqueo y decaimiento no-univectorial.

Prácticamente la totalidad de las muestras interpretadas (99%) presentan inclinación positiva (polaridad reversa) con excepción de una muestra (QM15.4) dentro de la Formación Vitiacua (se abordarán sus implicancias posteriormente). Si bien las componentes A y B probaron tener la misma dirección, en lo que resta del análisis, la componente A será la utilizada posteriormente. Las tablas con las direcciones A y B se encuentran dentro del material suplementario (Tabla 3 y 4, respectivamente).

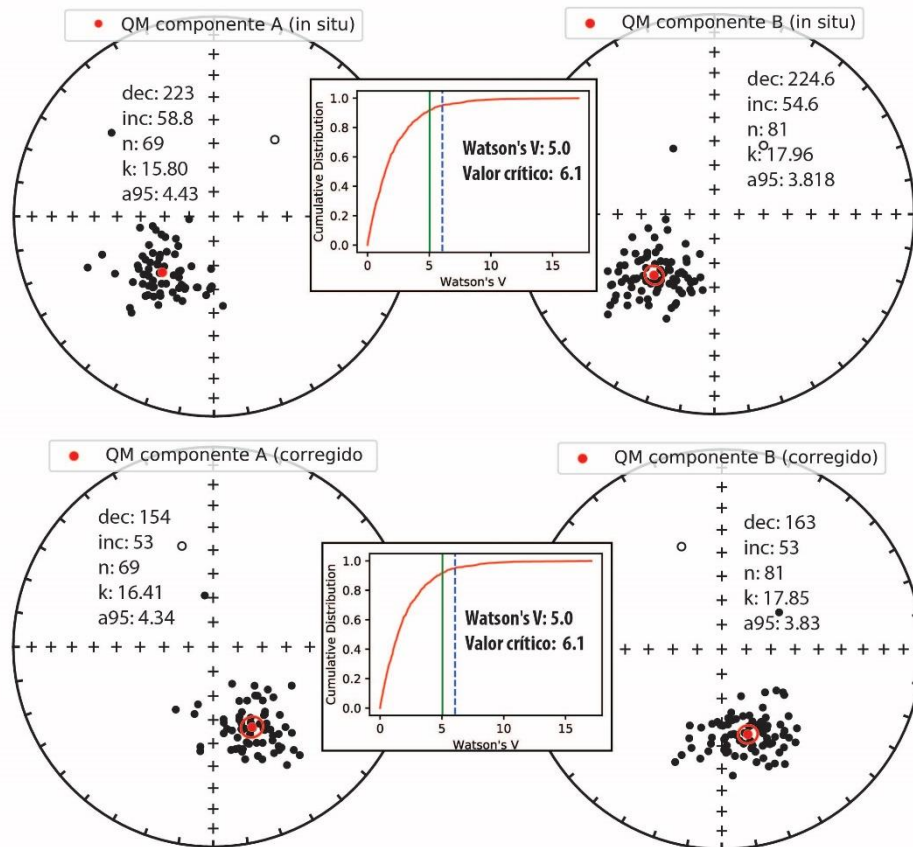


Figura 5.22 Proyección estereográfica (Schmidt) de las direcciones finales para los especímenes de las muestras QM (puntos negros, inclinación positiva). Se observa la dirección media en rojo con su respectivo a95, y los parámetros calculados en el cuarto cuadrante de la red. A) Direcciones in situ. B) Direcciones corregidas por estructura. En los gráficos del medio la línea azul discontinua representa el límite superior para el 95% de los V_w calculados en las simulaciones (V_{crit}). La línea vertical verde es el V_w calculado para ambas poblaciones. De acuerdo con los tests, existe una media común para ambos sets de direcciones.

5.2.2.1 Mineralogía magnética

Luego de un examen detallado de las temperaturas de desbloqueo durante los procesos de desmagnetización térmica, surge que la mayor parte de la remanencia decae entre los 300° y los 585°C. La temperaturas de desbloqueo por encima de los 600°C para lo que resta de la remanencia indican que la misma reside típicamente en hematita (Collinson, 1974) pero existen estudios que demuestran que la hematita autigénica puede presentar temperaturas de desbloqueo entre 250 y 500°C (e.g. Jiang et al., 2015; Sierra-Rojas y Molina-Garza, 2018) y en ese caso compartir el espectro de temperaturas de desbloqueo de la magnetita (entre otros ferromagnéticos *s.l.*). Una forma de discriminar entre ambas mineralogías puede ser la

desmagnetización por campos alternos. La baja coercitividad de la magnetita hace que pueda ser desmagnetizada por este método mientras que la hematita no, independientemente de la forma en la que esté presente (autigénica o detrítica). Los presentes resultados de desmagnetización AF indican resistencia a la misma, pero este factor no es suficiente para descartar la presencia de magnetita ya que podría haber minerales de alta coercitividad que estén enmascarando la respuesta frente a los campos alternos.

Curvas termomagnéticas

Con el objetivo de evaluar la presencia de minerales magnéticos se condujeron curvas termomagnéticas de susceptibilidad (k) vs. Temperatura (T). El comportamiento general de las curvas es irreversible (Figura 5.11), indicando cambios mineralógicos durante el proceso de calentamiento. Estos cambios pueden obedecer a la formación de magnetita a partir de los minerales ferromagnéticos *s.l.* o arcillas y debido al ambiente reductor producto de la atmosfera de Argón en la que se realizan los ciclos de calentamiento/enfriamiento.

En las curvas de calentamiento se pueden observar incrementos abruptos en la susceptibilidad justo por debajo de las respectivas temperaturas de Curie, esto se debe al comportamiento superparamagnético que adquieren las partículas debajo de esa temperatura. Este comportamiento tiene como resultado la formación de picos *Hopkinson*. Las muestras QM45 y QM75 presentan dos picos *Hopkinson* superpuestos alrededor de 550°C y 610°C indicando la presencia de (Ti) magnetita y hematita. La muestra QM17 presenta un pico *Hopkinson* en 540°C y el gradiente muestra un crecimiento en 640°C, también compatible con la presencia de magnetita y hematita.

Las curvas de calentamiento fueron analizadas con el objetivo de encontrar caídas que denoten la temperatura de Curie/Neel de los minerales presentes. Para tal fin, se ajustó la curva entre los 25 y 700°C mediante el mismo procedimiento descrito en la sección anterior. A partir de este análisis se puede observar que existen dos gradientes máximos de pérdida de susceptibilidad, el primero se ubica alrededor de los 550°C, típicamente de las magnetitas con algo de sustitución por Ti. El segundo, alrededor de 620°C y 650°, típico de la temperatura de Curie de la hematita.

En los ciclos de calentamiento entre -100°C y 400°C la susceptibilidad magnética es, en general, homogénea. Este factor evidencia un mínimo aporte de minerales paramagnéticos, debido a que estos, según la ley de Curie-Weiss, mostrarían un descenso hiperbólico con el

ascenso de la temperatura. La muestra QM45 podría estar insinuando una leve contribución de minerales paramagnéticos en la susceptibilidad.

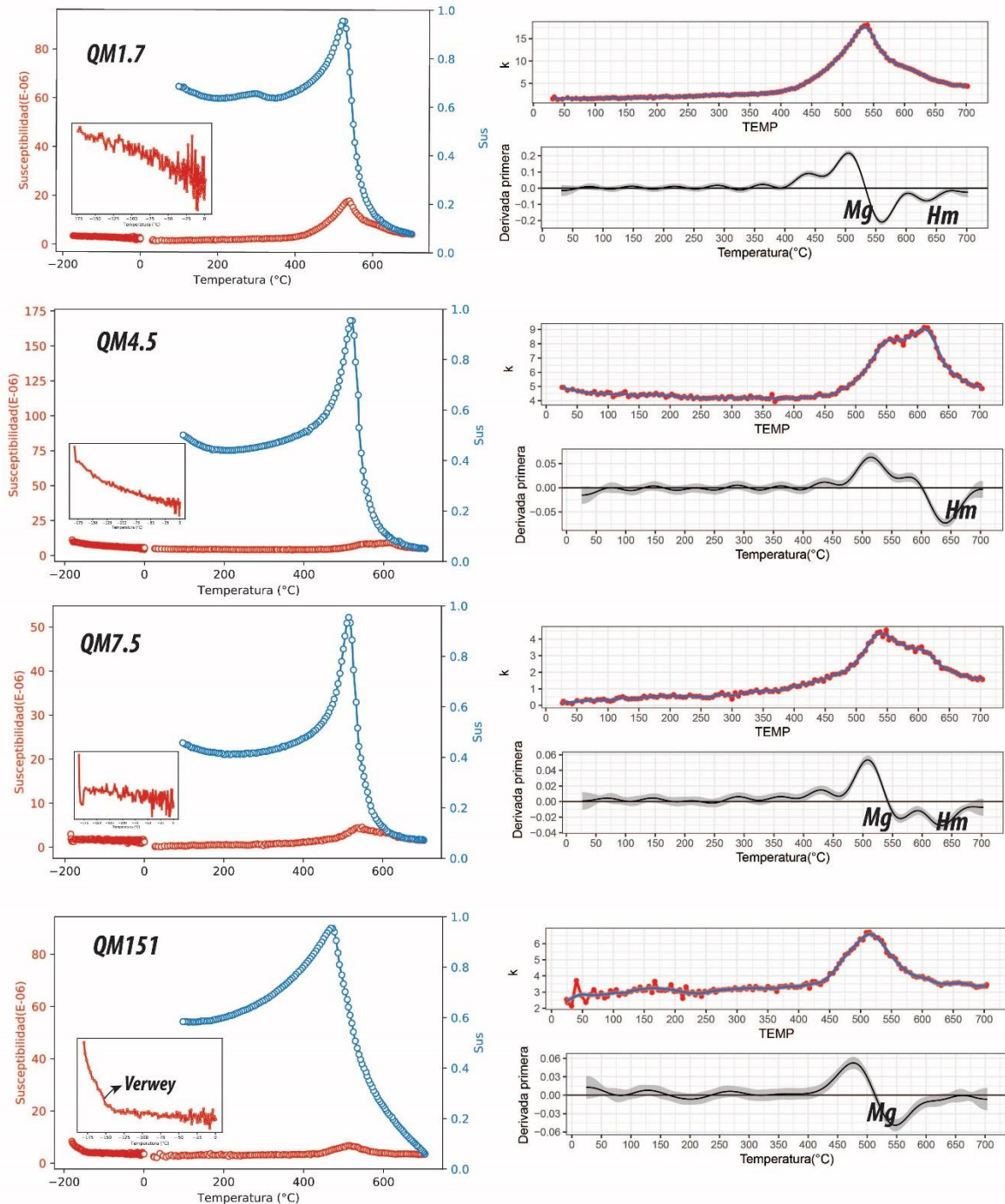


Figura 5.23 La columna izquierda muestra las variaciones de susceptibilidad (k) vs. Temperatura (T) para diferentes muestras representativas, en los recuadros se observan las curvas de baja temperatura (-200°C a 0°C) con más detalle. El comportamiento durante el calentamiento se observa en rojo y el enfriamiento en azul. La columna derecha muestra el comportamiento de

las curvas de calentamiento (25°C a 700°C) con su correspondiente ajuste mediante splines y en el recuadro inmediato inferior se observa la primera derivada con su intervalo del 95% de confianza (se remite al texto para más detalles).

Ciclos de histéresis

Los resultados no están bien definidos debido a que éstas rocas portan magnetización débil, sin embargo, luego de ser corregidos por diamagnetismo o paramagnetismo, muestran un angostamiento en la sección media del ciclo y un ensanchamiento hacia las secciones inferior y superior; esta forma se define como cintura de avispa (Roberts et al., 1995) e indica la presencia de dos fases magnéticas de diferente coercitividad. Las coercitividades (B_c) se encuentran entre 0.001T y 0.12T.

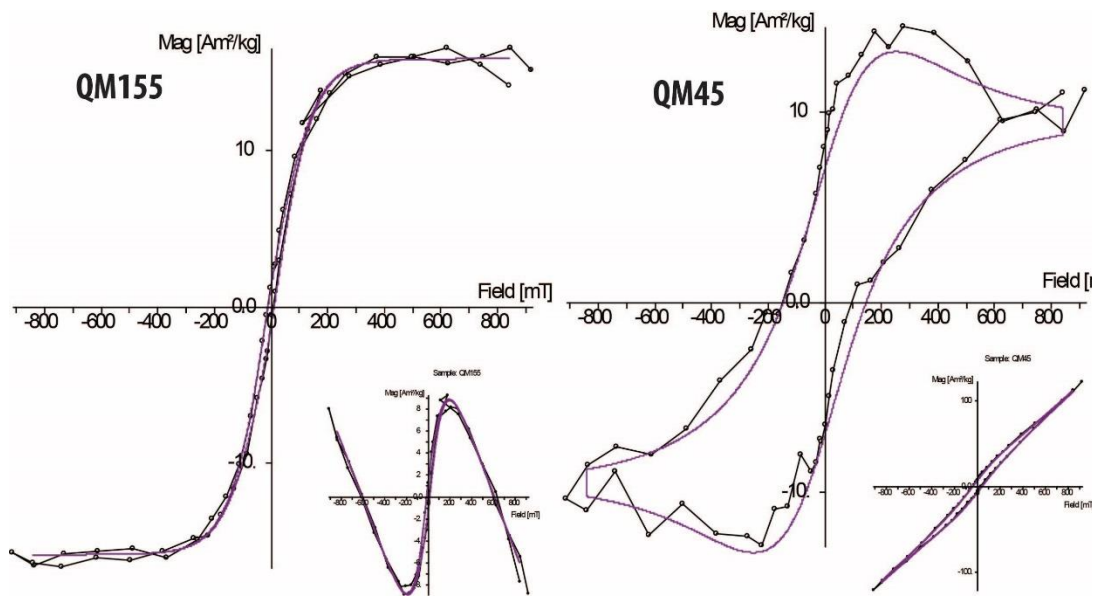


Figura 5.24 Ciclos de histéresis representativos después de la corrección por contribuciones (a) diamagnéticas y (b) paramagnéticas.

5.2.2.2 Test del Conglomerado

La base del perfil de la quebrada de los Monos aflora un conglomerado que fue muestreado con el objetivo de realizar un test de campo que aporte información sobre la edad de la remanencia. Se encuentran clastos de diferentes composiciones, granitos, cuarcitas y

areniscas. Los clastos aptos para muestrear eran pocos, con lo cual solo se pudieron extraer 5 muestras (2 de granitos, 2 de cuarcitas y 1 de arenisca).

El concepto del test es simple, los clastos en un conglomerado deberían tener una orientación aleatoria, si cada clasto retiene su remanencia primaria sus direcciones debe seguir una distribución uniforme (Graham, 1949). Históricamente el test fue binario, positivo o negativo. Sin embargo, recientemente Heslop y Roberts (2018) refundan la prueba del conglomerado en un entorno bayesiano y totalmente probabilístico para proveer más información acerca del nivel de significancia que tiene el resultado del test. El test solo requiere el número de clastos y el largo de su vector resultante (R). El resultado $P(H_A|R)$ corresponde a la probabilidad de que las direcciones observadas sean aleatorias y uniformes.

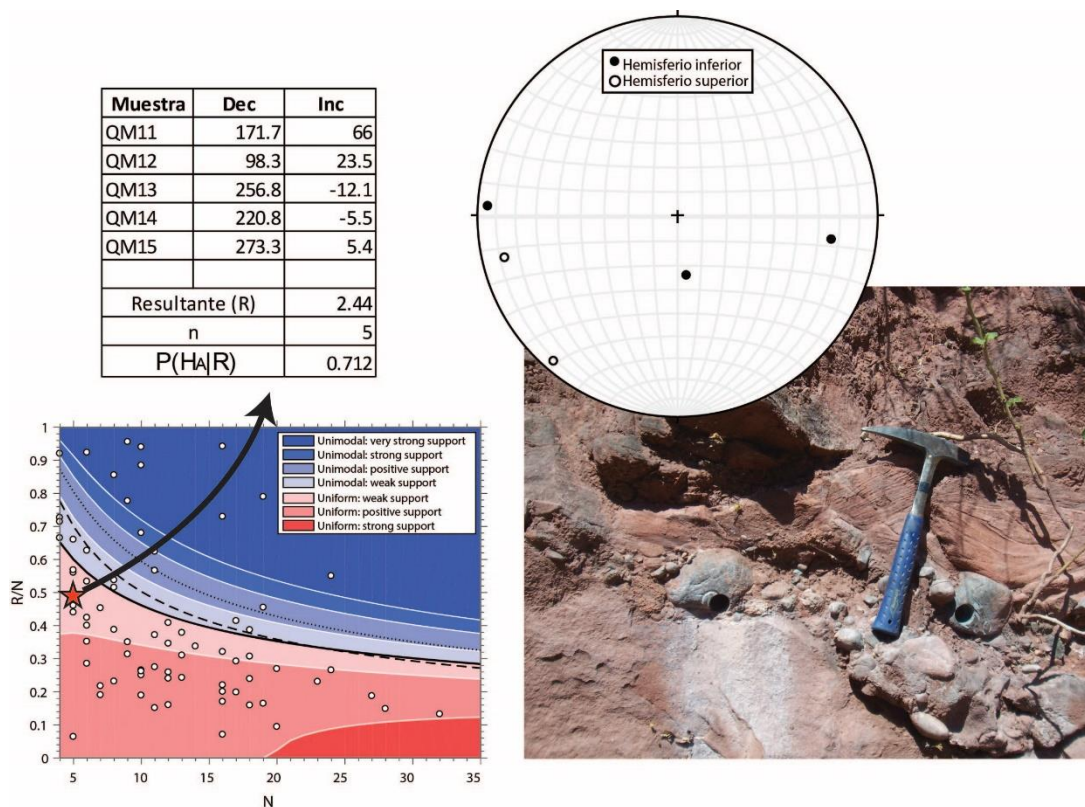


Figura 5.25 Resultados del test de conglomerado bayesiano de Heslop y Roberts (2018) indicando un apoyo débil a la hipótesis de que las direcciones siguen una distribución uniforme.

A partir de los resultados, se concluye que existe un apoyo débil a la hipótesis de que las direcciones que portan los clastos poseen una distribución uniforme y por lo tanto no haber sido remagnetizadas. Cabe destacar que, si bien el apoyo a la hipótesis es débil, este puede deberse a la poca cantidad de clastos muestreados.

5.2.2.3 Corrección de la inclinación por el método de Elongación-Inclinación

Se condujo una simulación para todo el perfil (Formaciones Escarpment, San Telmo, Cangapi y Vitiacua). Las direcciones, 83 en total (Figura 5.26), fueron analizadas mediante el método de E-I de Tauxe y Kent (2004) a través de la plataforma PmagPy (Tauxe et al., 2016). Aquellas direcciones tenidas en cuenta para el análisis fueron las se encontraban a menos de 45° de distancia angular de la media (Biggin et al. 2008). Los resultados se observan en la siguiente figura (Figura 5.26).

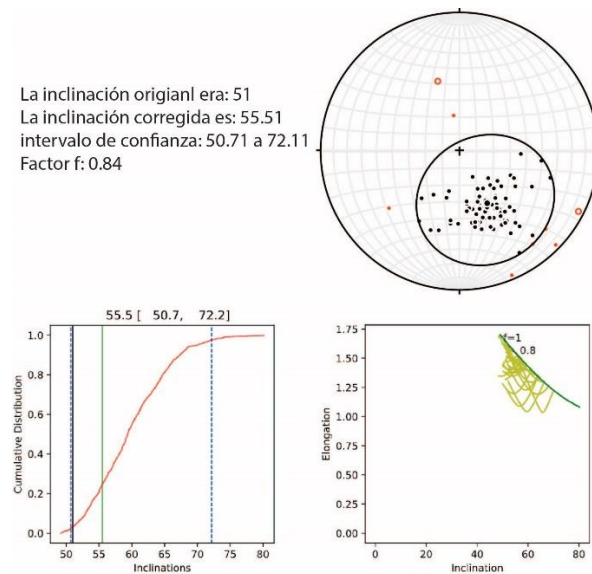


Figura 5.26 Se observa el resultado de las simulaciones de E-I (Tauxe y Kent, 2004). La estereográfica muestra en rojo las direcciones excluidas del análisis por encontrarse a una distancia mayor a 45° de la media.

5.2.2.4 Interpretación de los resultados paleomagnéticos

El procedimiento es el mismo que se describió en la sección anterior. De los resultados obtenidos (Figura 5.27) podemos observar como es la variación de las direcciones y los PGV's en función de la posición estratigráfica. Las componentes de intermedia y alta temperatura se observan en color azul y color magenta, respectivamente.

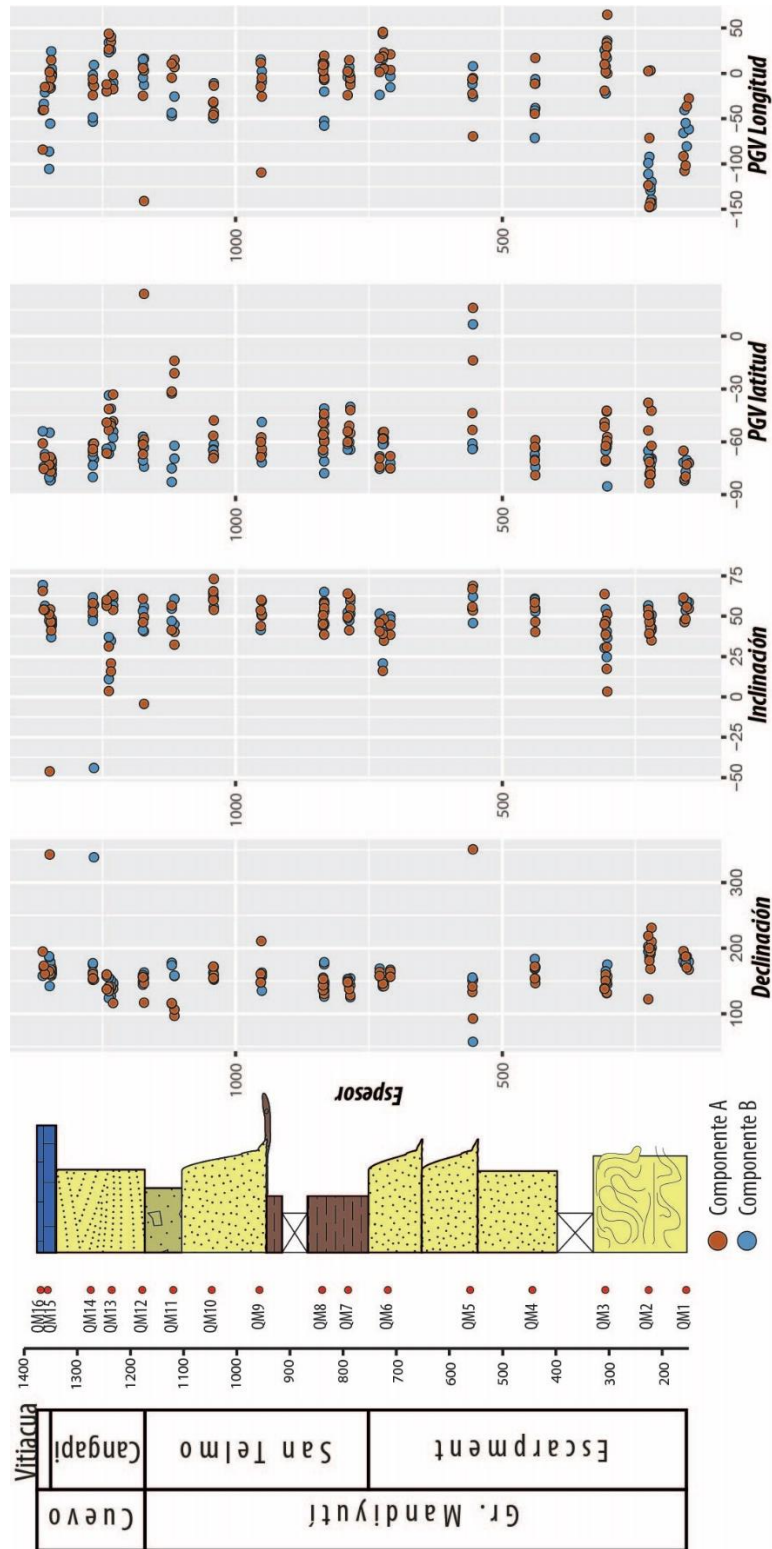


Figura 5.27 Variación estratigráfica de las direcciones del Perfil de la Quebrada de los Monos (QM). Se observan las direcciones correspondientes a cada muestra (color azul para las componentes B y color magenta para las componentes A) de la presente contribución. Las direcciones (primeras dos columnas) fueron transformadas a su correspondiente PGV (tercera y cuarta columna) según la fórmula del DAG.

Se aplicó el método de la ventana móvil descrito anteriormente (Capítulo 5, Sección 5.2.1.4) a las direcciones de alta temperatura. En cada paso o ventana, los PGVs dentro de la ventana móvil se promedian para calcular sus parámetros de concentración y la dirección media. Solo se tienen en consideración aquellos PGVs que se encuentran a menos de 45° de la media de la ventana (Biggin et al., 2008). Se considera al promedio del espesor involucrado como etiqueta de la ventana (Tabla 5.2). Se toma como supuesto que el tiempo involucrado en la depositación de 100 metros de sedimentos promedia de manera precisa la variación secular. Los PGVs que entraron en la ventana fueron promediados asumiendo simetría rotacional y solo se tomaron en cuenta las ventanas que contenían al menos 6 PGVs y $A95 < 15^\circ$.

Dado que el método de las ventanas móviles logra promediar la variación secular, se puede considerar que cada ventana representa un “polo paleomagnético” (Tabla 5.2, Figura 5.28). Las direcciones analizadas corresponden a la componente A de alta temperatura que estaría portada por hematita detrítica.

En el siguiente gráfico se puede observar la deriva aparente (en coordenadas actuales) que tuvo el polo paleomagnético durante el período de depositación de la columna estudiada luego de filtrar la dispersión correspondiente a la variación secular.

Tabla 5.2 Resultados paleomagnéticos de la Quebrada de los Monos a partir del método de ventana móvil (paso = 100 m; ventana = 100 m). n = cantidad de especímenes (Gallo, 2019, este trabajo dentro de la ventana; VGPlat/VGPLong = latitud y longitud del VGPs calculado a partir de la ventana; A95=óvalo del 95% de confianza.

Espesor medio (m)	Formación	n	VGPlat(°)	VGPLong(°)	A95(°)	Paleolatitud(°)
200	Escarpment	12	-76.54	-103.67	13.67	32.03
300	Escarpment	8	-58.87	17.11	11.32	23.25
700	Escarpment	8	-64.99	18.97	7.09	22.80
800	San Telmo	14	-55.44	0.07	4.58	32.58
1000	San Telmo	9	-65.95	-30.87	11.05	41.19
1200	Cangapi	9	-58.37	5.58	10.13	29.25
1300	Vitiacua	9	-70.43	-7.88	4.30	31.74

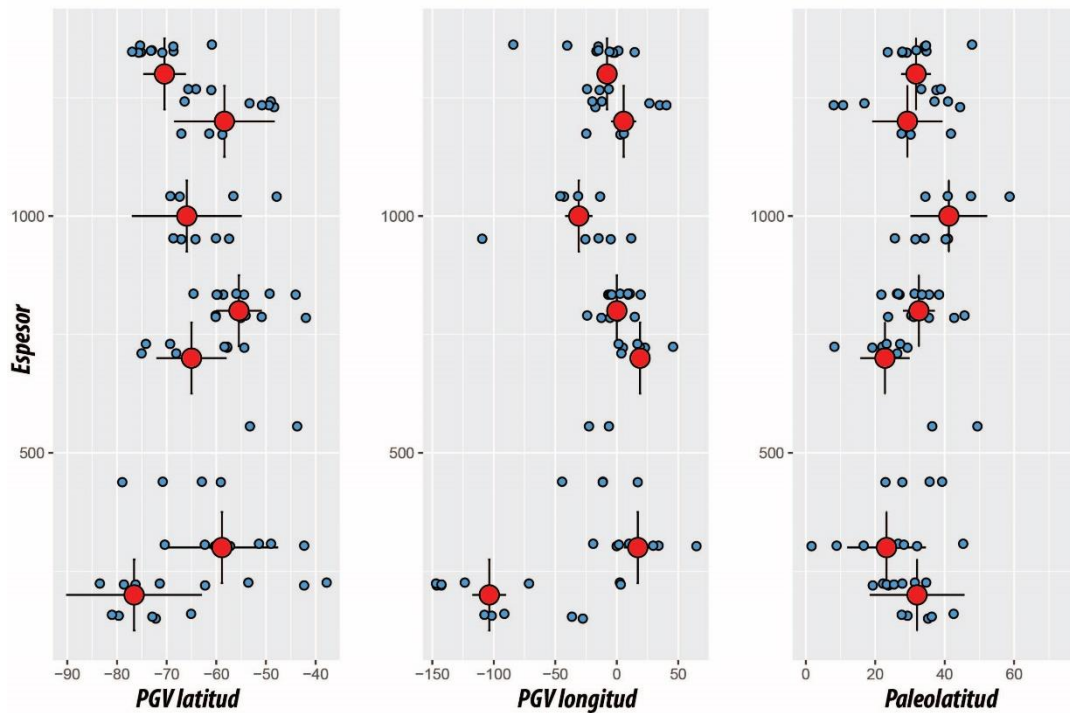


Figura 5.28 Comportamiento paleomagnético del perfil de estudio. Se observan en azul los PGVs de esta contribución (componente A, hematita detrítica). Los círculos rojos representan la media (Fisher, 1953) de la ventana móvil de 100 metros (ver el texto para mas detalles). Las barras negras verticales representan el espesor involucrado en la ventana móvil y las barras horizontales el A95. Se puede observar la deriva aparente del polo a lo largo del perfil.

Luego de haber filtrado la componente de dispersión correspondiente a la variación paleosecular, observamos que existe una deriva aparente del polo paleomagnético (Figura 5.28), como se puede observar en la figura anterior. Con el objetivo de determinar si esta deriva aparente coincide con la de Gondwana para el Paleozoico tardío se procede a comparar estos resultados con aquellos calculados para el continente gondwánico (Gallo et al., 2017). Para ello, rotamos los polos obtenidos a coordenadas de África (Figura 5.29) según los parámetros de Torsvik et al. (2012) (Lat- 47.5 / Long. -33.3 / Ang. 56.2°). La figura 5.19 muestra la ubicación de los polos obtenidos en coordenadas de Sudáfrica.

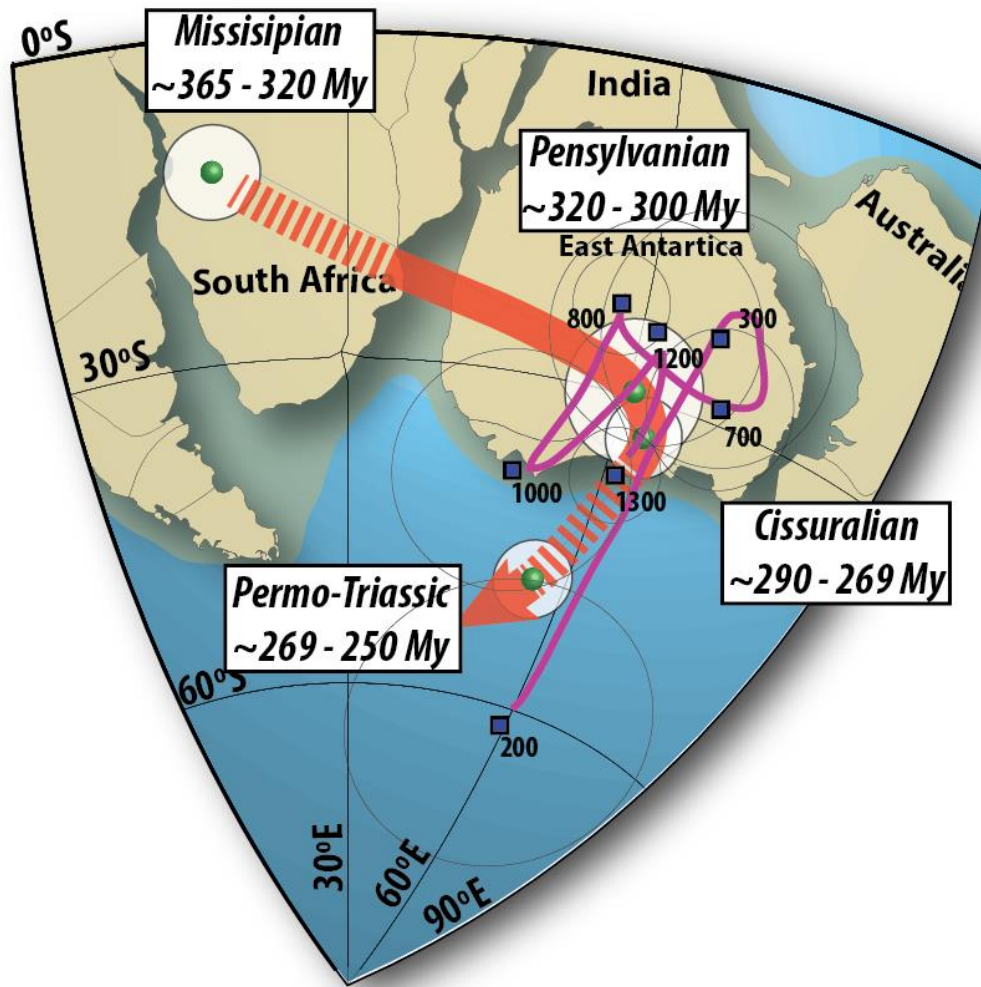


Figura 5.29 Comportamiento paleomagnético de la Quebrada de los Monos en una proyección de Schmidt y coordenadas de Sudáfrica (según los parámetros de Torsvik et al., 2012). Los cuadrados azules representan los polos paleomagnéticos para el espesor que indica su correspondiente rotulo. En rojo se observa la CDPA dipolar pura obtenida en el capítulo 4. Nótese el comportamiento errático.

En general, el comportamiento del Perfil de la Quebrada de los Monos no se condice con aquel del Angosto del Río Pilcomayo, si bien ambos distan pocos km's, no se observa que la ubicación de los polos paleomagnéticos obtenidos tenga un control estratigráfico, el comportamiento es errático. Sin embargo, las posiciones son coincidentes con aquellas de esperar para el Paleozoico tardío según la Curva propuesta en esta tesis (Figura 5.29). Este comportamiento puede ser producto de la baja densidad muestreo, que conduce a que la variación secular no sea promediada de manera correcta y sea la que gobierna la respuesta paleomagnética. Para ahondar más en esta posibilidad, se compararon los comportamientos de ambos perfiles para detectar anomalías (Figura 5.30).

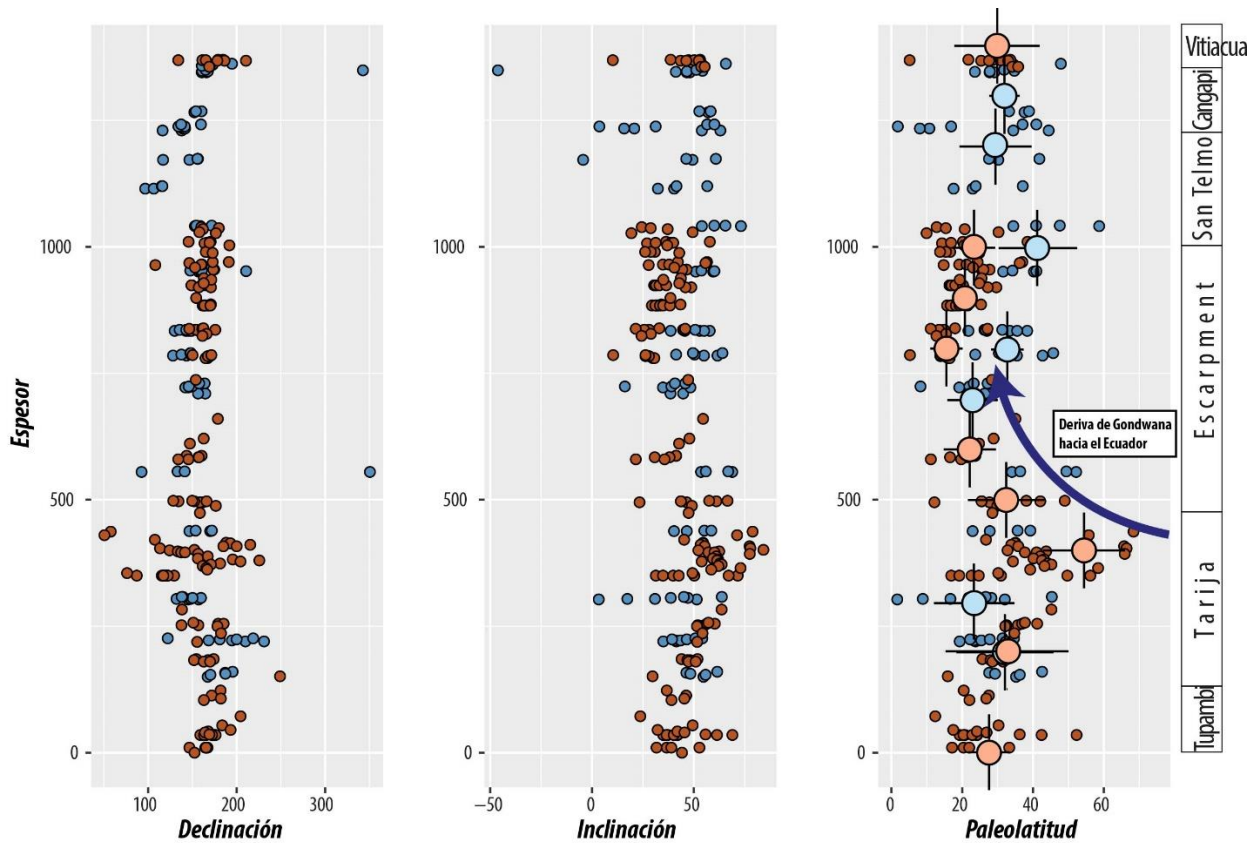


Figura 5.30 Comparación de las direcciones y resultados paleomagnéticos de la Quebrada de los Monos (QM) vs. Angosto del Río Pilcomayo (RP). Se observan los comportamientos RP en color magenta y los QM en color azul.

A partir de la comparación de ambos perfiles, resulta visible la menor densidad y comportamiento disperso de las muestras QM, existiendo zonas donde no hubo muestreo o fue escaso. Este hecho se ve reflejado en que solo 6 ventanas en alrededor de 1300 m de espesor lograron cubrir el criterio de de al menos 6 PGVs y $A95 < 15^\circ$. Sin embargo, se puede visualizar la congruencia de las direcciones a grandes rasgos. Cabe destacar que existe una diferencia en la inclinación de ambos perfiles entre los 750 m y 1000 m, los especímenes QM presentan mayor inclinación, y, por lo tanto, mayor paleolatitud. El origen de esta discrepancia puede radicar en que no se estén comparando las mismas formaciones debido a los marcados cambios de espesor lateral que discutimos en las anteriores secciones. Otro motivo podría radicar en una compactación diferencial entre ambos perfiles que resultó en diferentes sesgos en la inclinación paleomagnética (mayor compactación del perfil RP).

Se interpreta, por lo tanto, que la dispersión en los datos de la Quebrada de los Monos se debe a la baja densidad de muestreo, y, por lo tanto, la imposibilidad de promediar la

variación secular. Como resultado, la deriva polar aparente del polo paleomagnético se ve enmascarada por este fenómeno. Cabe destacar que al promediar todos los VGPs de perfil, se obtiene una posición paleopolar en 64.49°S , 353.09°E , $A95=4.85^{\circ}$, $k=9.37$. El valor del $A95$ es mayor que el $A95_{\text{máx}}(n=89) = 4.8^{\circ}$ de la curva envolvente dependiente de N propuesta por Deenen et al. (2011), indicando que la variación paleosecular fue sub-muestreada.

Por otro lado, la presencia de muestras de polaridad normal hacia el techo de la sección, al igual que en el Angosto del Río Pilcomayo, en base la de la Formación Vitiacua, sugiere que es la base de dicha Formación es más joven que el Supercrón de Polaridad Reversa Kiaman (Lanci et al., 2013).

Resumiendo, los resultados paleomagnéticos de la Quebrada de los Monos, si bien portan direcciones Paleozoicas, reflejan la variación paleosecular durante el Paleozoico tardío.

5.2.2 Terciario Subandino

Carey (1958) definió la curvatura de los Andes Centrales como una forma secundaria producto de rotaciones horarias y antihorarias (concepto de oroclino). Luego de tres décadas de estudios paleomagnéticos en la región, los resultados permitieron definir un estilo estructural caracterizado por rotaciones tectónicas antihorarias en Perú y norte de Bolivia, y rotaciones horarias en el sur de Bolivia, noroeste de Argentina y norte de Chile. Este patrón de rotaciones, que define la curvatura del orógeno, es reconocido como Central Andean Rotation Pattern (CARP, Somoza et al., 1996) y constituye una de las características tectónicas sobresalientes de los Andes Centrales. Pocos estudios aportan datos al CARP en la zona del Subandino Boliviano (Lamb, 2001; Roperch et al., 2006 son ejemplos acotados), con lo cual se encuentra latente la posibilidad de que la zona de estudio descripta previamente haya experimentado rotaciones según ejes verticales.

El Terciario Subandino fue estudiado con el objetivo de cuantificar rotaciones según ejes verticales Miocenas. Se muestrearon 7 sitios (43 testigos paleomagnéticos) correspondientes a 240 m de espesor estratigráfico. La base de la columna pertenece a la Formación Tranquitas cuya base fue datada por (Uba et al., 2009) en 12 ± 0.5 Ma.

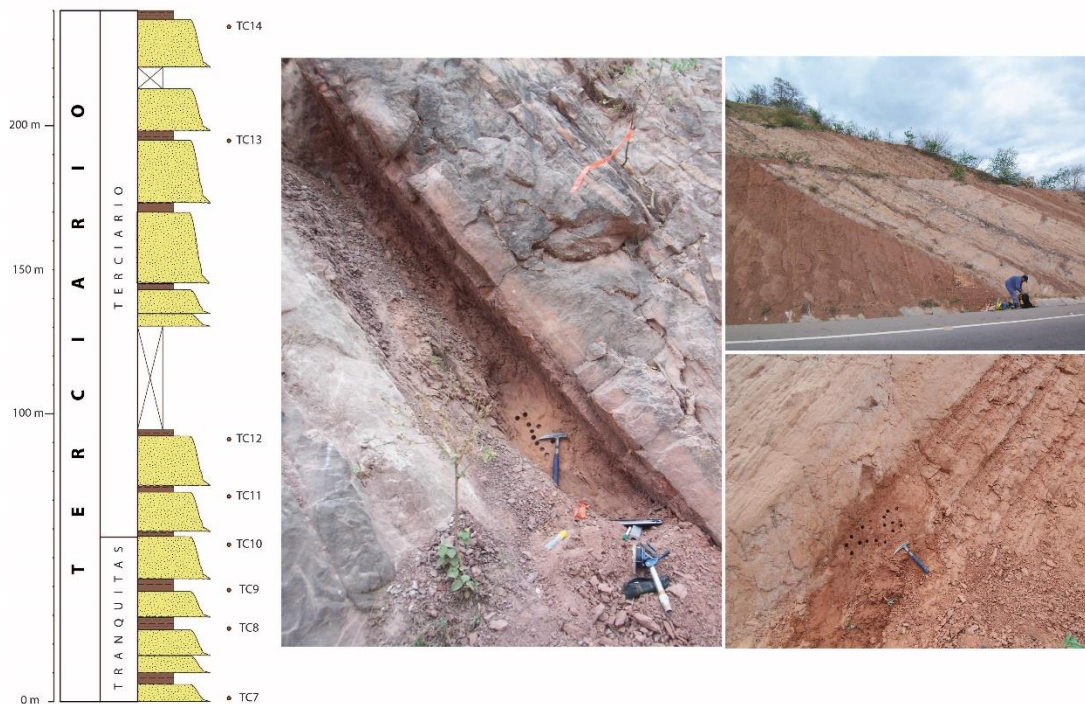


Figura 5.31 Vistas generales de los afloramientos del Terciario Subandino y la sección estratigráfica con la ubicación de las muestras tomadas.

El comportamiento de las muestras es en general regular a malo, la intensidad de las muestras es muy baja y el comportamiento frente a la desmagnetización, errático. La desmagnetización térmica es típicamente de carácter complejo, resultando en algunos diagramas de Zijderveld de tipo “araña”. La remoción completa de la remanencia sucede en todos los casos antes de los 500°C y los 630°C.

En gran parte de los especímenes existe una componente que se remueve completamente a los 200-250°, de dirección norte-sur en coordenadas geográficas y cercana a la dirección del campo actual. Esta componente es interpretada como una magnetización remanente viscosa (ej. Figura 5.32a). La componente característica fue aislada entre 300°C y 600°C.

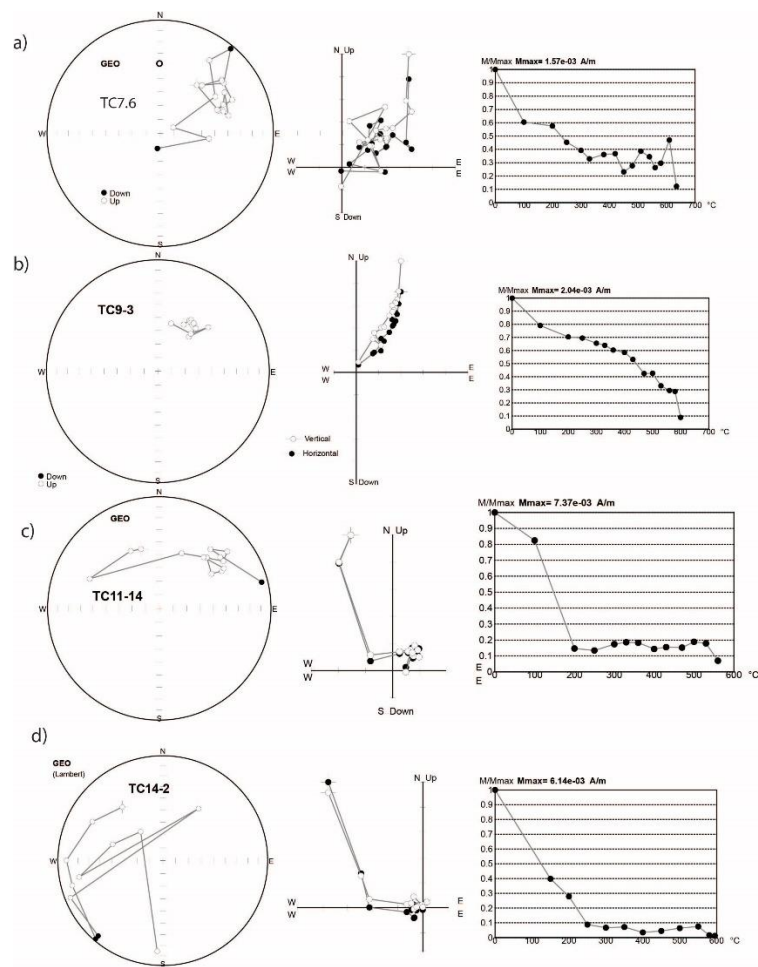


Figura 5.32 Comportamientos típicos de desmagnetización de las muestras TC (Terciario Subandino). Las proyecciones son de igual área con círculos rellenos (vacíos) indicando su proyección en el hemisferio inferior (superior) Todos los resultados están en coordenadas geográficas.

5.2.3.1 Mineralogía Magnética

Se realizó la descomposición de espectro de frecuencia según el método desarrollado por (Egli 2003) para la distribución de coercitividads a partir de la adquisición de remanencia isotérmica. Para tal fin se utilizó el programa MaxUnmix (Maxbauer et al. 2016). Adicionalmente, se condujeron curvas termomagnéticas de susceptibilidad (k) vs. Temperatura (T).

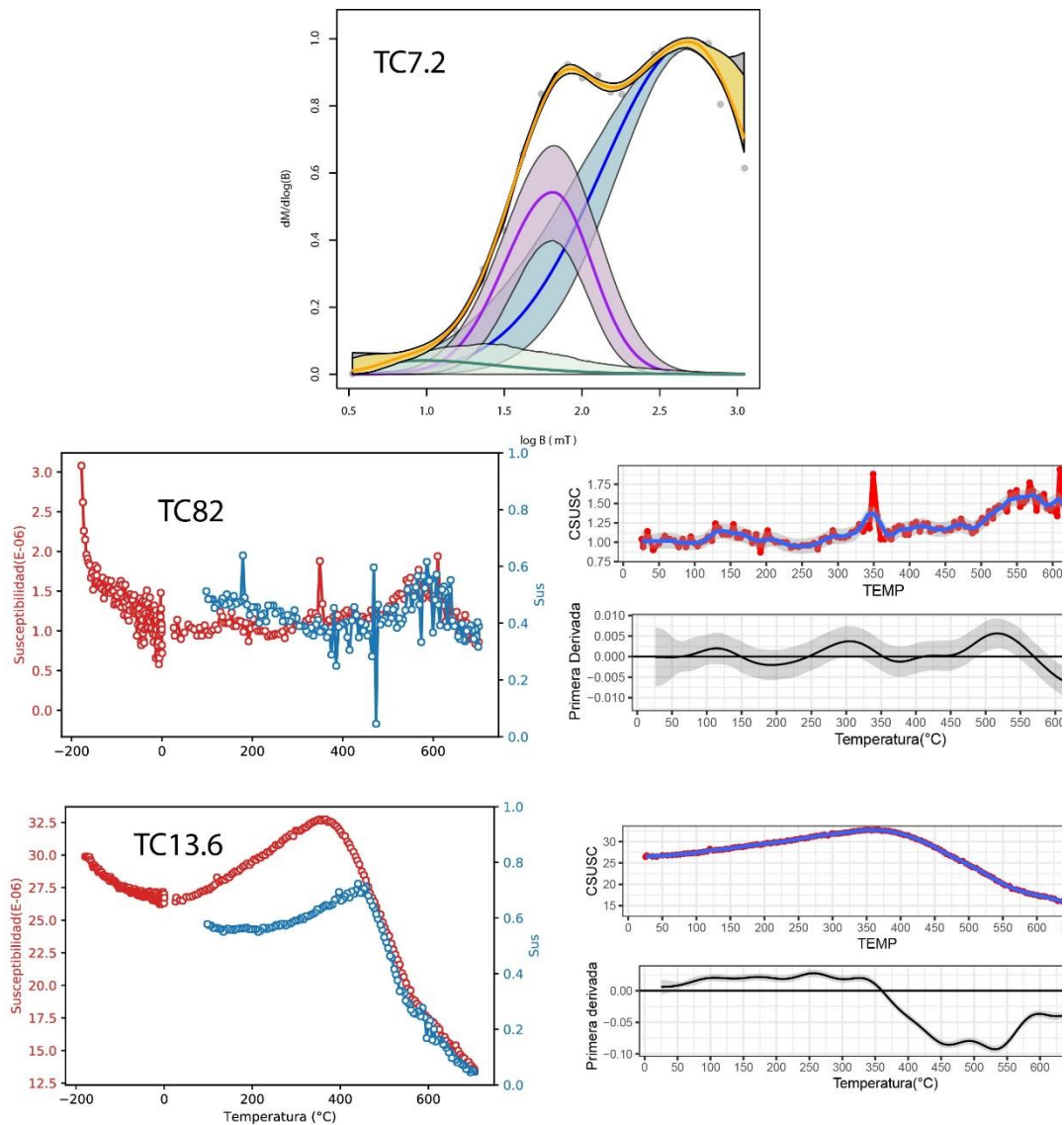


Figura 5.32 En el recuadro superior se observa el modelado de una curva de ejemplo (muestra TC7.2) que muestra la distribución de coercitividads derivada de la adquisición de IRM, las áreas sombreadas representan los intervalos de 95%. Los recuadros inferiores izquierdos muestran los resultados de curvas termomagnéticas (k vs. T), de calentamiento (rojo) y de enfriamiento (azul). Los recuadros inferiores derechos muestran las curvas de calentamiento y la primera derivada de la función ajustada por splines.

Del análisis del espectro de coercitividad surge que existen dos fases de diferente coercitividad. Se observa una población con media en 60 mT y otra en 500mT, compatibles con magnetita detrítica y hematita respectivamente.

Los experimentos termomagnéticos indican que las curvas son parcialmente reversibles. Las temperaturas de Curie/Neel son compatibles con la presencia de magnetita y hematita. No se puede descartar una contribución de minerales paramagnéticos debido a la hipérbola que se observa durante el calentamiento.

5.2.3.2 Análisis de la magnetización remanente característica.

De la totalidad de las direcciones aisladas (41 direcciones; Tabla 5 del Material suplementario), 8 de ellas presentan polaridad reversa, las restantes 32, presentan polaridad normal y se consideran un registro genuino del CMT. Las componentes se resumen en la siguiente figura (Figura 5.33).

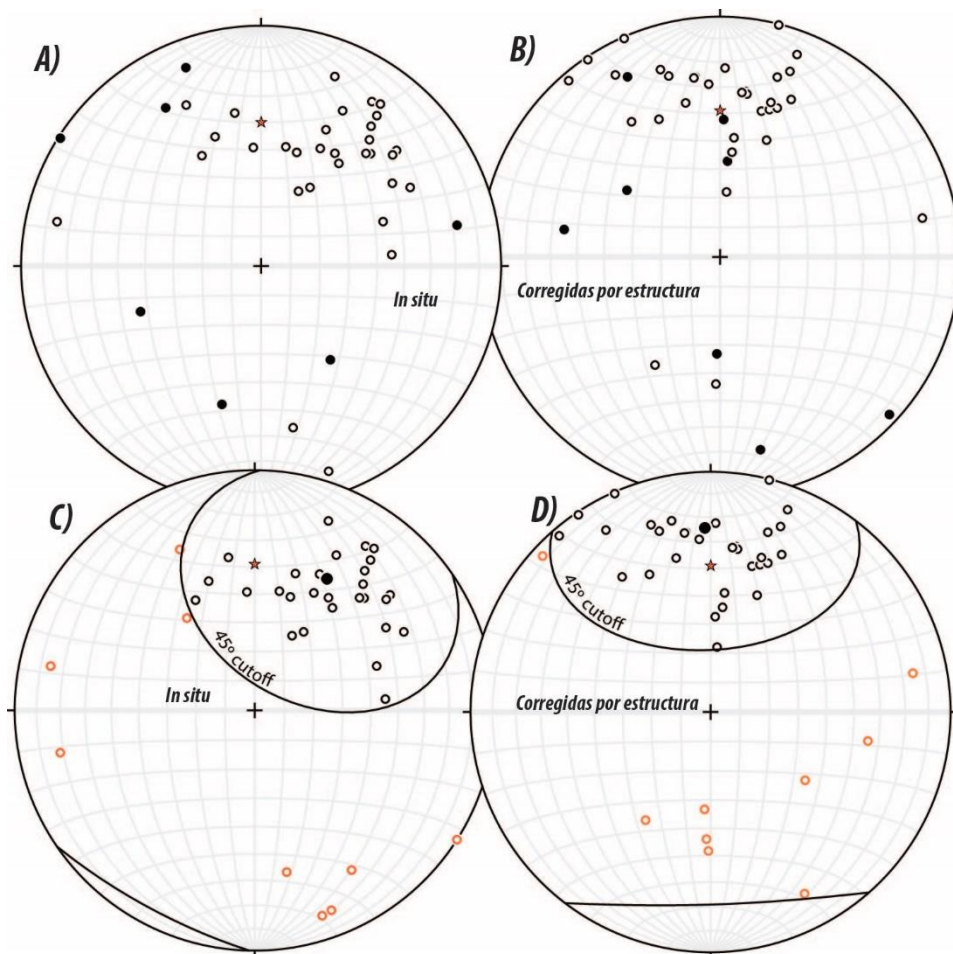


Figura 5.33 Proyección de igual área de las direcciones obtenidas con círculos rellenos (vacíos) indicando su proyección en el hemisferio inferior (superior). (a) Direcciones in situ y (b) direcciones corregidas por estructura. (c) y (d) direcciones traspuestas al Hemisferio superior con un semi-

ángulo de 45° utilizado como criterio para aceptar o no direcciones. La estrella roja indica la dirección del campo actual.

Se calculó un polo promedio a partir de los PGVs obtenidos luego de aplicar un ángulo de corte de 45° sobre la media de las direcciones (Deenen et al., 2011). El polo promedio (Latitud 85.70°S, Longitud 308.46°E, A95 = 7.5, K=10.9) cuenta con 32 direcciones. Con el objetivo de comparar los resultados obtenidos y poder cuantificar posibles rotaciones, se tomó como referencia el polo de 10 Ma de la curva de deriva polar aparente global de Torvik et al. (2012), ubicado en Latitud 86.6°S, Longitud 350°E (A95=1.8°, n=29). Dicho polo fue rotado a coordenadas del cratón de Paraná siguiendo los parámetros de rotación de Torsvik et al. (2012) (Lat. 61.8°, Long. -40.3°, Ángulo = -3.3°).

5.2.3.3 Cuantificando la rotación mediante un método no paramétrico

Usualmente, las rotaciones tectónicas según ejes verticales se calculan a partir del método propuesto por Demarest (1983). Sin embargo, este método asume simetría rotacional alrededor de la distribución de las medias, y, como discutimos anteriormente, esta aproximación sería insuficiente. A partir de este supuesto, se desarrolla un método no paramétrico (los códigos vb.net se encuentran dentro del Material Suplementario) para el cálculo de la rotación (ΔR) donde las incertidumbres pueden evaluarse empíricamente mediante un esquema de tipo *bootstrap*:

1. se calcula la dirección de referencia ($Dir_{referencia}$) a partir del polo de 10Ma (Lat. 86.6°S, Long. 350°E, A95=1.8°) rotado a coordenadas de Paraná (Lat 85.6°S, Long. 5.28°E, A95=1.8°) según el polo de Euler (Lat.61.8°S, Long -40.3°, Áng. -3.3°). La dirección de referencia en la localidad de estudio es: $Dec_{referencia}$ 4.4°, $Inc_{referencia}$ -35.5°, A95= 1.8°
2. Sea $X = (Dir_1, \dots, Dir_n)$ el conjunto de n observaciones direccionales donde $Dir_i = (Dec_i, Inc_i)$. Se calcula $\Delta R_i = Dec_i - Dec_{referencia}$ y $\Delta I_i = Inc_i - Inc_{referencia}$ para cada una de las n direcciones. Se calcula ΔR_{media} y ΔI_{media} como las medias aritméticas.
3. Se obtiene una pseudo-muestra X^* a partir del remuestreo (con reemplazo) de la población original. Se obtiene una nueva dirección de referencia nueva que sigue una distribución de Fisher con media en la dirección de referencia y parámetro de concentración *kappa* (tomado de Torvik et al., 2012), introduciendo de esta manera el error en la dirección de referencia (este procedimiento se denomina *bootstrap paramétrico*; Tauxe, 2010). Se calcula ΔR^*_{media} y ΔI^*_{media} .

4. Se repite (3) N_b veces, donde $N_b \gg n$.
5. ΔR y ΔI se obtienen a partir del Cuantil 50% de todas las ΔDec^*_{media} y ΔInc^*_{media} . Sus límites de confianza representan el Cuantil 2.5% y el Cuantil 97.5% entre los cuales yace el 95% de los datos remuestreados.

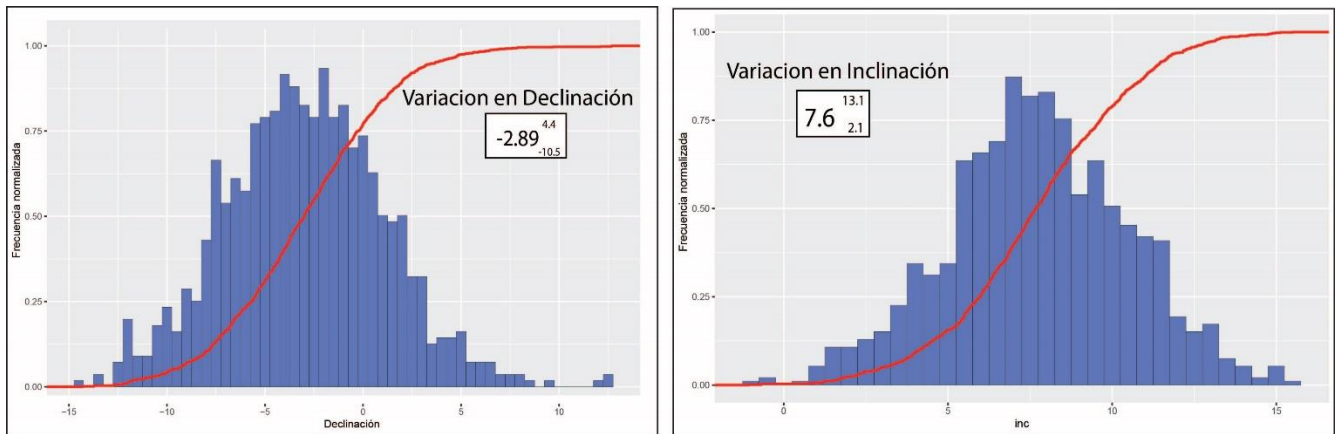


Figura 5.34 Resultados del cálculo de rotación mediante el método *bootstrap* descrito en el texto. Los histogramas muestran la frecuencia de los ΔR y ΔI *bootstrapeados*. La variabilidad de los parámetros se utilizó para estimar los límites de confianza del 95% que se encuentran entre los valores de 2.5% y 97.5% de las funciones de distribución acumulada empírica (línea roja).

Los resultados indican que la declinación tiene una diferencia angular media de -2.9° (antihorario) con límites de confianza al 95% en 4.4° y -10.5° . Estos resultados permiten concluir que la región no sufrió rotaciones significativas según ejes verticales, por lo tanto, las direcciones paleozoicas aisladas en las secciones previas conservan su impronta primaria.

Capítulo 6

Contribución paleoclimática en la resolución del enigma paleomagnético.

La información paleoclimática de las rocas provee de manera independiente, aunque cualitativa, las paleolatitudes interpretadas a partir de datos paleomagnéticos. Estas interpretaciones funcionan particularmente bien durante el Carbonífero y el Pérmico, donde Pangea experimenta movimientos hacia latitudes más bajas. La cuenca de Tarija comparte su evolución con otras cuencas paleozoicas de Gondwana y sus sedimentos muestran una impronta glacial muy importante en las unidades carboníferas que hacia el Pérmico cambian a sedimentos de ambientes desérticos a cálidos. En este marcado cambio facial, de condiciones de *icehouse* a *greenhouse* extremo, se observan condiciones climáticas de frío registradas en facies glaciales en todo Gondwana y su posterior transición a climas áridos y cálidos, registradas en facies eólicas y carbonáticas. Dicha transición ocurre en tiempos que son considerados cortos. En este capítulo se propone que el cambio paleoclimático abrupto ocurrido entre el Carbonífero tardío y el Pérmico temprano, debe tener como control de primer orden la deriva continental de Gondwana hacia latitudes más bajas. Al realizar el análisis paleolatitudinal de la Cuenca de Tarija a partir de la CDPA propuesta en el capítulo 4, observamos que existe una deriva significativa hacia el norte al momento de la marcada transición climática. La transición es entre el depósito de las formaciones del Grupo Mandiyuti y las del Grupo Cuevo. La cuenca estaría ocupando latitudes que entran en los cinturones climáticos áridos asumiendo una zonación climática zonal, consecuente con las facies eólicas de clima árido observadas en el campo, durante el depósito del Grupo Cuevo. Se proponen latitudes más bajas para Gondwana durante el Carbonífero superior/Pérmico inferior de $\approx 30^{\circ}\text{S}$. Dicha posición se encuentra en sintonía con un arreglo paleo-geográfico que difiere de la Pangea wegeneriana para el Pérmico temprano, no así para el Pérmico tardío/Triásico Temprano donde la Pangea clásica tipo A ya se encuentra configurada. La formación y evolución de Pangea involucra una mega-cizalla dextral de escala continental que se ve reflejada en numerosas cuencas paleozoicas de carácter transcurrente. De esta manera, a partir de dos proxis independientes como el paleomagnetismo y la interpretación paleoclimática de facies, se sostiene una paleogeografía que difiere de la clásica.

Metodología y resultados

El Pérmico experimentó una de las transiciones climáticas más marcadas del Fanerozoico, desde condiciones glaciares de la edad de hielo del Paleozoico tardío a un mejoramiento climático durante el Pérmico en un contexto de generalizado aridización (Fielding et al., 2008; Isbell et al., 2003; ver capítulo 2). En esta marcada transición climática, el rol de la paleolatitud es un factor que se encuentra en discusión debido a que la paleogeografía de Pangea durante el Paleozoico tardío es objeto de numerosos debates (ver discusión en capítulo 4 ó Aubele et al., 2012; Domeier et al., 2012). La Pangea previa a la apertura del Atlántico es un escenario de amplio consenso dentro de la comunidad científica. En ella, el NO de Africa se encuentra ubicado adyacente al margen atlántico de Norte América en la configuración clásica cercana a la wegeneriana. Sin embargo, para el Pérmico, los polos que conforman la curva de deriva polar aparente (CDPA) de Laurasia no se superponen con aquellos que conforman la CDPA de Gondwana indicando que la paleogeografía anterior al Mesozoico debería ser revisada o que existe un problema general con los datos paleomagnéticos.

La posición paleolatitudinal de una cuenca es un factor de primer orden en el control de la sedimentación en la misma. Las llamadas facies sensibles al clima se asocian a la célula de Hadley, una estructura de la dinámica terrestre que parecería haber sido una constante a lo largo del fanerozoico (Parrish, 1998). Los principales cinturones de precipitación de las zonas templadas y tropicales están separados por los grandes desiertos subtropicales, centrados en los 25° norte y sur que se deben a los limbos descendentes de la célula. El registro paleolatitudinal de los llamados sedimentos sensibles al clima es similar, en términos generales a los ambientes y latitudes de formación actuales (Ziegler et al., 2003).

La cuenca de Tarija ocupa parte del presente territorio argentino y boliviano, comparte su evolución con otras cuencas paleozoicas de Gondwana. El análisis facial como función del tiempo de las sedimentitas que la conforman (capítulo 3), proveyó un punto de control clave en la evolución climática de Gondwana durante la formación de Pangea.

El paleomagnetismo permite calcular la posición del eje de rotación terrestre del momento en el cual las rocas adquirieron su magnetización remanentem con respecto a la posición de la placa estudiada. En el caso de rocas sedimentarias la magnetización es adquirida cuando los granos ferromagnéticos que se depositan por decantación se alinean según el campo magnético actuante. De esta manera, la distancia angular de la localidad de estudio con respecto al eje de rotación terrestre o polo paleomagnético representa su paleolatitud. Para

realizar un estudio paleolatitudinal es necesario, por lo tanto, saber con precisión la ubicación del polo paleomagnético. Este dato se obtiene a partir del muestreo exhaustivo de la unidad con fines paleomagnéticos o de manera indirecta a través de la Curva de Deriva Polar Aparente (CDPA). La CDPA representa el movimiento del polo paleomagnético a lo largo del tiempo tomando una placa tectónica fija. De esta manera en lugar de graficar el movimiento de la placa en función del tiempo (Figura 4.9), se grafica el movimiento del polo (Figura 4.7).

La distancia angular de la localidad de estudio con respecto a cada posición de la CDPA (colatitud) se calcula para obtener la paleolatitud y su variación en función del tiempo. La CDPA utilizada para la obtención de paleolatitudes es la propuesta en el capítulo 4, que calcula una curva compuesta de 4 ventanas etarias para el Paleozoico tardío a partir del método de intersección de círculos máximos evitando, de esta manera, las contribuciones no dipolares del campo magnético terrestre. La CDPA utilizada cuenta con cuatro posiciones: Devónico superior – Carbonífero inferior (~365 - 320 Ma), Carbonífero superior (~320 - 300 Ma), Pérmico inferior (~ 290 – 269 Ma) y Permo-Triásico (~ 269 - 245 Ma).

El resultado del cálculo de paleolatitudes de la Cuenca de Tarija se puede observar en la figura 2. El gráfico muestra como rasgo principal la deriva que experimentó Gondwana hacia latitudes ecuatoriales durante el Carbonífero tardío – Pérmico Temprano. Entre el Carbonífero inferior y el Carbonífero superior se observa una deriva hacia el norte de 30° (~ 3000 km) a partir de la CDPA y que se insinúa también a partir del estudio paleomagnético (sección 5.2.1; Figura 5.18). Durante el Pérmico la cuenca se mantiene estable en alrededor de 30° de latitud Sur. Desde el punto de vista sedimentológico, dicho intervalo de tiempo experimenta una transición de facies glaciales (Grupos Macharetí y Mandiyutí) a facies fluviales (Miembro Chimeo), eólicas (Formación Cangapi) y carbonáticas (Formación Vitiacua).

Como primera observación, la secuencia vertical de facies sensibles al clima cambia como consecuencia del paso de un cinturón climático a otro. Paleolatitudes de más de 65°S se obtienen para el Missisipiano, coherentes con un contexto de glaciación generalizado y representado por las diamictitas de la Formación Tarija. La deriva hacia el norte se ve reflejada en la progresiva desglaciación observada en las sedimentitas fluviales del Miembro Chimeo. Las eolinitas de la Formación Cangapi que indican un clima netamente árido y coherente con el cinturón de aridez de la célula de Hadley.

La coherencia entre el registro paleoclimático y el registro paleomagnético trae como consecuencia implicancias paleogeográficas de carácter regional. La ubicación casi ecuatorial

del noroeste de Gondwana para el Pérmico temprano (Cisuraliano) implicaría un solapamiento cortical con el sur de Laurusia. Para evitar dicho solapamiento se requiere desplazar Laurusia hacia el Oeste (Figura 4.9a). Como mencionamos anteriormente, la Pangea wegeneriana (Figura 4.9c) es un escenario de amplio consenso para el Triásico. En este trabajo, proponemos que Pangea comenzó a amalgamarse con la acreción de Laurentia desde el Oeste a partir de un margen de convergencia oblicua. Durante el Pérmico inferior un cinturón de megacizalla dextral entre ambos continentes es necesario para evolucionar a la Pangea clásica wegeneriana.

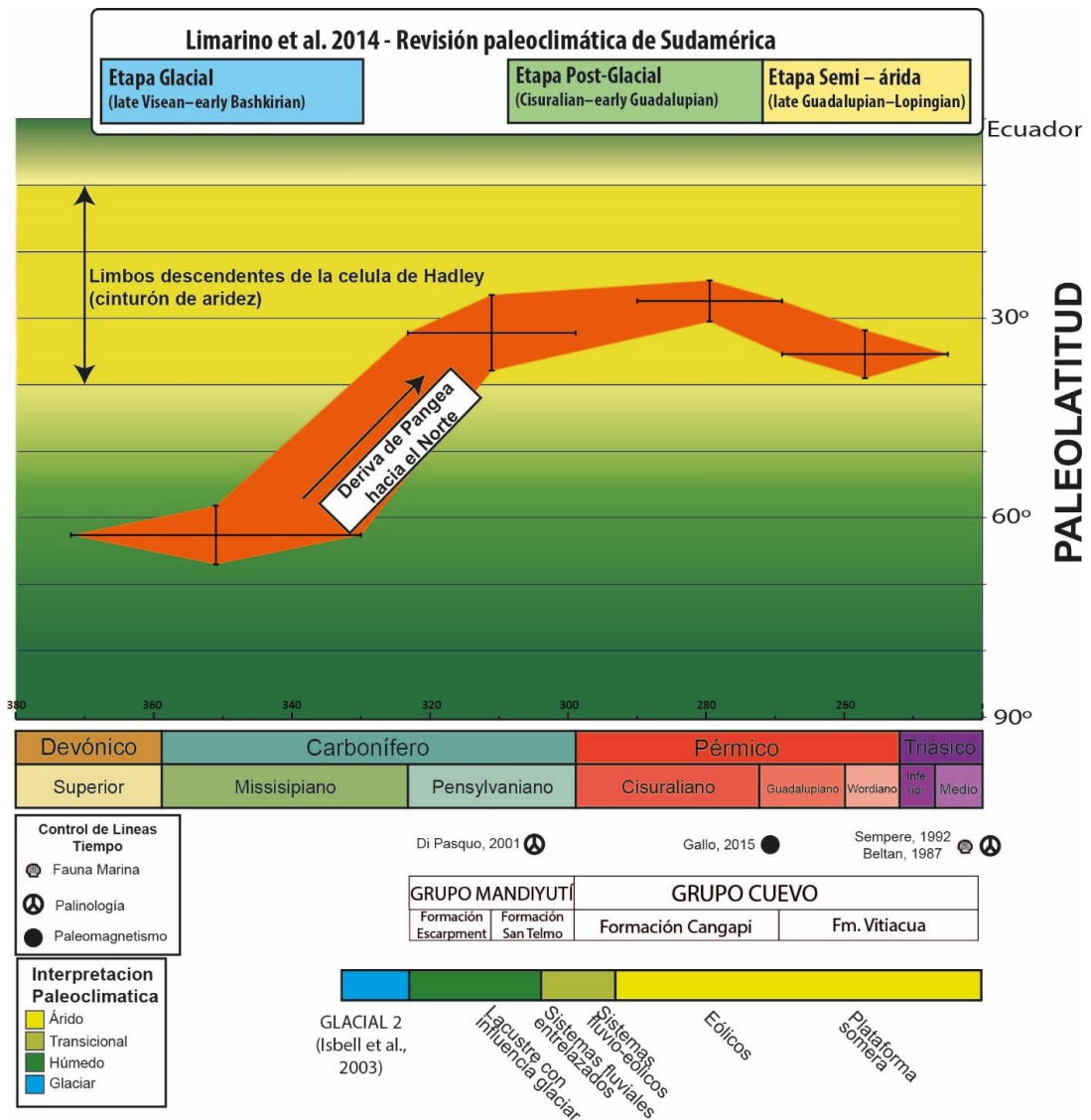


Figura 6.1 Evolución paleolatitudinal de la Cuenca de Tarija centrada en 22°S y 64°O. Calculada a partir de la CDPA propuesta en el Capítulo 4.

La CDPA propuesta en el capítulo 4 provee la estimación de paleolatitudes necesaria para evaluar el potencial control que tiene la deriva continental en la depositación de facies sedimentarias de la Cuenca de Tarija. A partir de este análisis se encontró una excelente correlación temporal entre el cambio climático abrupto, de condiciones de *icehouse* a *greenhouse* extremo, y la deriva latitudinal que sufrió Gondwana hacia el norte durante el Pennsylvaniano-Pérmico temprano. A partir de esta correlación, es válido afirmar que las facies sensibles al clima estarían asociadas a la célula de Hadley y que esta estructura de la dinámica terrestre parecería haber sido una constante a lo largo del fanerozoico, aunque resta discutir la posibilidad de que sombras orográficas tengan incidencia en el paleoclima. Las posiciones latitudinales de Gondwana occidental tienen sustento paleomagnético y sedimentológico. Estas posiciones implican un ajuste en la paleogeografía del Paleozoico tardío, donde Pangea se habría comenzado a amalgamar con la acreción de Laurusia desde el Oeste en un margen de convergencia oblicua. Durante el Pérmico, Laurentia se habría desplazado hasta la posición previa a la ruptura de Pangea a partir de un cinturón de megacizalla dextral que podría dar explicación a las estructuras trastensivas/transpresivas descritas en la Cuenca de Tarija para el Pérmico.

Al combinar el análisis paleolatitudinal, a partir de los datos paleomagnéticos, con la interpretación paleoclimática, se observa que el cambio marcado de facies sedimentarias concuerda con una deriva continental brusca de la cuenca hacia latitudes más bajas. La información paleoclimática interpretada es congruente tanto con los datos paleomagnéticos, cómo con la paleolatitud obtenida a partir de la CDPA propuesta para Gondwana. De esta manera, dos métodos proveen de manera independiente la evolución paleolatitudinal de la Cuenca de Tarija. En consecuencia, se argumenta que la deriva continental marcada de Gondwana hacia latitudes bajas ejerce un control de primer orden en el cambio paleoclimático abrupto ocurrido entre las rocas del Carbonífero superior y del Pérmico inferior de la Cuenca de Tarija.

La posición de Gondwana para el Pérmico temprano conduce a un arreglo paleogeográfico que difiere de la clásica Pangea de Wegener. Es necesario desplazar Laurusia hacia el oeste en un arreglo de tipo "Pangea B" durante el Carbonífero superior que luego evoluciona, durante el Pérmico inferior, hacia la Pangea de Wegener aceptada para el Pérmico superior.

Capítulo 7

Conclusiones.

Durante el Paleozoico tardío y hasta el Mesozoico transcurrió en el planeta un período de gran agitación. Cambios climáticos severos y crisis bióticas ocurrieron mientras se formaba el último supercontinente del que se tiene registro, Pangea. Tras el final de la edad de hielo del Paleozoico tardío, Pangea sufrió un período prolongado de calentamiento e intensificación de la aridificación.

La Pangea clásica de Wegener es la configuración convencional que tienen los continentes antes del comienzo de la expansión del océano Atlántico. Sin embargo, las paleorreconstrucciones previas, que incluyen el proceso de amalgamamiento de Pangea, están sujetas a debate hace más de 50 años. Estas reconstrucciones se basan en el paleomagnetismo como única herramienta cuantitativa para determinar paleolatitudes antes del Cretácico y la reconciliación de este debate implica correcciones teóricas que ponen en duda al método. Esta tesis introduce a la problemática e intenta aportar desde la variable paleoclimática a un problema de múltiples aristas.

Un examen crítico y actualizado de los datos paleomagnéticos disponibles condujo al cálculo de una CDPA compuesta para Gondwana en cuatro grupos temporales entre los períodos Devónico Superior y Triásico Inferior. Los polos seleccionados se utilizaron para calcular los círculos máximos que contienen la localidad de muestreo y su polo correspondiente (círculo SP: sitio - paleopolo). Estos círculos SP se intersecaron en el Polo Dipolar Puro (PDP) que se encuentra libre de distorsiones por contribuciones no-dipolares y errores de inclinación por compactación (Bazhenov y Shatsillo, 2010). El cálculo de los PDPs permitió realizar un análisis de compactación para evaluar la efectividad de las correcciones universales que se realizaron en los últimos tiempos (e.g. Domeier et al., 2012). Los valores de corrección observados están lejos de ser representados por un único factor de compactación universal. Por este motivo, se argumenta que la aplicación de un único factor de corrección teórica para todo el universo rocas sedimentarias lleva a un sesgo artificial en los cálculos de paleolatitud y, por lo tanto, a reconstrucciones paleogeográficas incorrectas.

La diferencia angular entre los PDP y los polos paleomagnéticos calculados utilizando la fórmula del dipolo axial y geocéntrico ilustra la precisión de las determinaciones paleomagnéticas en el contexto de un campo predominantemente dipolar axial y geocéntrico. Se concluye entonces que la base de datos paleomagnética del Paleozoico tardío proporciona un registro preciso de las paleolatitudes utilizando el modelo de campo DAG.

Las implicancias paleogeográficas de este análisis resultan en una Pangea de tipo B y, en consecuencia, un sistema de mega-cizalla en el margen norte de Gondwana, respaldando aún más las investigaciones recientes sobre el complejo amalgamamiento de Pangea. Se argumenta que el desacuerdo paleomagnético en la Pangea de tipo A para el carbonífero superior - Pérmico inferior es la manifestación de una paleogeografía incorrecta en lugar de un artefacto recurrente en los datos. La atribución de incongruencias históricas a artefactos recurrentes de los datos paleomagnéticos pone en duda los datos disponibles y, por lo tanto, al paleomagnetismo como una herramienta eficaz para realizar paleorreconstrucciones. Por eso, la interpretación favorecida es la de una paleogeografía alternativa. Se sostiene que Pangea comienza a tomar forma en un arreglo de tipo "Pangea B" durante el Carbonífero (e.g. Irving, 1977), que luego evoluciona durante el Pérmico inferior, hacia la Pangea de Wegener aceptada para el Pérmico superior.

De acuerdo con las facies descritas en el anticlinal de Iñiguazu, se pudo observar que dicha secuencia comienza con un ambiente influenciado directa o indirectamente por procesos glaciales y se interpretó un paleoclima frío en función de la presencia de hielo. Las asociaciones de facies semiáridas a áridas anuncian el comienzo de un cambio en las condiciones paleoclimáticas bajo el cual dominan las condiciones de aridización progresiva. El mejoramiento climático tiene un clímax en la Formación Vitiacua, que se superpone a la Formación Cangapi con una transgresión de tipo progresivo y posterior inundación marina. Dicho cambio climático representa, en la Cuenca de Tarija, la transición de *icehouse* a *greenhouse* más extrema del fanerozoico como ya fue descrita en numerosas cuencas de Gondwana. En la presente contribución se encontró que la transición climática ocurre durante el supercrón de polaridad reversa Kiaman ($\approx 319 - 269$ Ma; Lanci et al., 2013; Opdyke et al., 2014).

Se realizó un estudio paleomagnético en los alrededores del Río Pilcomayo y se encontraron direcciones estables de remanencia. La respuesta paleomagnética del perfil del Río Pilcomayo obedece a la deriva continental de Gondwana durante el Paleozoico tardío, proveyendo un control independiente de la Curva aquí calculada. La presencia de muestras de polaridad normal hacia el techo de las secciones, en la base de la Formación Vitiacua, sugiere que la base de dicha Formación es más joven que el Supercrón de Polaridad Reversa Kiaman.

Debido al complejo estilo estructural caracterizado por rotaciones tectónicas antihorarias en Perú y norte de Bolivia, y rotaciones horarias hacia el sur, se realizó un estudio en rocas cenozoicas para descartar que la zona de estudio descrita previamente haya experimentado

rotaciones según ejes verticales que pudieran haber modificado cinemáticamente la componente paleozoica de remanencia. A partir de un método no paramétrico desarrollado para la presente contribución, se concluyó que no hubo rotaciones.

Al combinar el análisis paleolatitudinal, a partir de los datos paleomagnéticos, con la interpretación paleoclimática, se observa que el cambio marcado de facies sedimentarias concuerda con una deriva continental brusca de la cuenca hacia latitudes más bajas. La información paleoclimática interpretada es congruente tanto con los datos paleomagnéticos, cómo con la paleolatitud obtenida a partir de la CDPA propuesta para Gondwana. De esta manera, dos métodos proveen de manera independiente la evolución paleolatitudinal de la Cuenca de Tarija. En consecuencia, se argumenta que la marcada deriva continental de Gondwana hacia latitudes bajas ejerce un control de primer orden en el cambio paleoclimático abrupto ocurrido entre el Carbonífero superior y el Pérmico inferior de la Cuenca de Tarija.

La posición de Gondwana para el Pérmico inferior conduce a un arreglo paleogeográfico que difiere de la clásica Pangea de Wegener para el Carbonífero superior y Pérmico inferior. De esta manera, dos proxis independientes llegan a las mismas conclusiones.

Bibliografía

- Aceñolaza, F.G., Buatois, L. A., Mángano, M.G., Esteban, S.B., Tortello, M.F. y Aceñolaza, G.F., 1999. Cámbrico y Ordovícico del Noroeste, Argentino. En Caminos, R. (ed.) Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (7): 169-187.
- Albariño, L., Dalenz-Farjat, A., Alvarez, L. y Hernández, R. 2002. Modelo de Cuenca para el Devónico del Subandino - Chaco del Sur de Bolivia y noroeste Argentino. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), archivos digitales.
- Allen, J.P., Fielding, C.R., Gibling, M.R., Rygel, M.C., 2011. Fluvial response to paleo-equatorial climate fluctuations during the late Paleozoic ice age. *Bulletin of the Geological Society of America* 123, 1524–1538. <https://doi.org/10.1130/B30314.1>
- Amenna, M., Derder, M.E.M., Henry, B., Bayou, B., Maouche, S., Bouabdallah, H., Ouabadi, a., Ayache, M., Beddiaf, M., 2014. Improved Moscovian part of the Gondwana APWP for paleocontinental reconstructions, obtained from a first paleomagnetic pole, age-constrained by a fold test, from In Ezzane area in the Murzuq basin (Algeria, stable Africa). *Journal of African Earth Science* 99, 342–352. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2013.12.006>
- Anderson, K.L., Lackie, M. a., 2003. Paleomagnetism of the Newcastle Range, northern Queensland: Eastern Gondwana in the Late Paleozoic. *Journal of Geophysical Research*. 108. <https://doi.org/10.1029/2002JB001921>
- Anderson, K.L., Lackie, M. a., Clark, D. a., 2004. Palaeomagnetic results from the Palaeozoic basement of the southern Drummond Basin, central Queensland, Australia. *Geophysical Journal International*. 159, 473–485. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02393.x>
- Anson, G.L., Kodama, K.P., 1987. Compaction-induced inclination shallowing of the post-depositional remanent magnetization in a synthetic sediment. *Geophysical Journal International*. 88, 673–692. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1987.tb01651.x>
- Aramayo Flores, F., 1989, El cinturón plegado y sobrecorrido del norte argentino: Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época, v. 17, p. 2–16.
- Arenas, R., Diéz-Fernández, R., Martínez Sánchez, S., Gerdes, A., Fernández-Suárez, J., Albert, R., 2014. Two-stage collision: Exploring the birth of Pangea in the Variscan terranes. *Gondwana Research*. 25, 756–763. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.08.009>
- 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, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2008TC002269>
- Arthaud, F., Matte, P., 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa : Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Bulletin of the Geological Society of America*. 88, 1305–1320.
- Arzadún, G., Tomezzoli, R.N., Cesaretti, N.N., 2016. Tectonic insight based on anisotropy of magnetic susceptibility and compaction studies in the Sierras Australes thrust and fold belt (southwest Gondwana boundary, Argentina). *Tectonics* 35. <https://doi.org/10.1002/2015TC003976>
- Arzadún, G., Tomezzoli, R.N., Trindade, R., Gallo, L.C., Cesaretti, N.N., Calvagno, J.M., 2018a. Shrimp zircon geochronology constrains on Permian pyroclastic levels, Claromecó Basin, South West margin of Gondwana, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. 85, 191–208. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.05.001>
- Aubele, K., Bachtadse, V., Muttoni, G., Ronchi, A., 2014. Paleomagnetic data from Late Paleozoic dykes of Sardinia: Evidence for block rotations and implications for the intra-Pangea megashear system. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 15, 1684–1697. <https://doi.org/10.1002/2014GC005325>

- Aubele, K., Bachtadse, V., Muttoni, G., Ronchi, A., Durand, M., 2012. A paleomagnetic study of Permian and Triassic rocks from the Toulon-Cuers Basin, SE France: Evidence for intra-Pangea block rotations in the Permian. *Tectonics* 31, 1–14. <https://doi.org/10.1029/2011TC003026>
- Azcuy, C. L. y Laffitte, G., 1981. Palinología de la cuenca Noroeste Argentina. I. Características de las asociaciones carbónicas: problemas e interpretación. 8° Congreso Geológico Argentino Actas 4: 823-838.
- Azcuy, C. L., Laffitte, G. y Rodrigo, L., 1984. El límite Carbónico-Pérmico en la cuenca Tarija-Titicaca. 3° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (Corrientes, 1982) 1: 39- 44.
- Azcuy, C.L., di Pasquo, M., 2000. Carbonífero y Pérmico de las Sierras Subandinas, Cordillera Oriental y Puna, in: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales, pp. 239–260.
- Bachtadse, V., Zänglein, R., Tait, J., Soffel, H.C., 2002. Palaeomagnetism of the permo/carboniferous (280 Ma) Jebel Nehoud ring complex, Kordofan, Central Sudan. *Journal of African Earth Science* 35, 89–97. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(02\)00006-4](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(02)00006-4)
- Baker, M., 2016. Statisticians issue warning over misuse of P values. *Nature* 531, 151. <https://doi.org/10.1038/nature.2016.19503>
- Bazhenov, M.L., Shatsillo, A. V., 2010. Late Permian palaeomagnetism of Northern Eurasia: Data evaluation and a single-plate test of the geocentric axial dipole model. *Geophysical Journal International*. 180, 136–146. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04379.x>
- Belica, M.E., Tohver, E., Pisarevsky, S.A., Jourdan, F., Denyszyn, S., George, A.D., 2017. Middle Permian paleomagnetism of the Sydney Basin, Eastern Gondwana: Testing Pangea models and the timing of the end of the Kiaman Reverse Superchron. *Tectonophysics* 699, 178–198. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.12.029>
- Belt, E.S., Heckel, P.H., Lentz, L.J., Bragonier, W.A., Lyons, T.W., 2011. Record of glacial–eustatic sea-level fluctuations in complex middle to late Pennsylvanian facies in the Northern Appalachian Basin and relation to similar events in the Midcontinent basin. *Sedimentary Geology* 238, 79–100. <https://doi.org/10.1016/J.SEDGEO.2011.04.004>
- Beltan, L., Freneix, S., Janvier, P. y López-Paulsen, O. 1987. La faune triassique de la formation de Vitiacua dans la region de Villamontes (Départament de Chuquisaca, Bolivie). *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie* 2: 99-115.
- Benjamin, D.J., Berger, J.O., Johannesson, M., Nosek, B.A., Wagenmakers, E.J., Berk, R., Bollen, K.A., Brembs, B., Brown, L., Camerer, C., Cesarini, D., Chambers, C.D., Clyde, M., Cook, T.D., De Boeck, P., Dienes, Z., Dreber, A., Easwaran, K., Efferson, C., Fehr, E., Fidler, F., Field, A.P., Forster, M., George, E.I., Gonzalez, R., Goodman, S., Green, E., Green, D.P., Greenwald, A.G., Hadfield, J.D., Hedges, L. V., Held, L., Hua Ho, T., Hoiijtink, H., Hruschka, D.J., Imai, K., Imbens, G., Ioannidis, J.P.A., Jeon, M., Jones, J.H., Kirchler, M., Laibson, D., List, J., Little, R., Lupia, A., Machery, E., Maxwell, S.E., McCarthy, M., Moore, D.A., Morgan, S.L., Munafó, M., Nakagawa, S., Nyhan, B., Parker, T.H., Pericchi, L., Perugini, M., Rouder, J., Rousseau, J., Savalei, V., Schönbrodt, F.D., Sellke, T., Sinclair, B., Tingley, D., Van Zandt, T., Vazire, S., Watts, D.J., Winship, C., Wolpert, R.L., Xie, Y., Young, C., Zinman, J., Johnson, V.E., 2018. Redefine statistical significance. *Nature Human Behaviour*. 2, 6–10. <https://doi.org/10.1038/s41562-017-0189-z>
- Benn, D.I., 1996. Subglacial and subaqueous processes near a glacier grounding line: sedimentological evidence from a former ice-dammed lake, Achnasheen Scotland. *Boreas* 25, 23–36. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1996.tb00832.x>
- Benn, D.I., 1994. Fabric shape and the interpretation of sedimentary fabric data. *Journal Sedimentary Research* A64, 910–915. <https://doi.org/10.1306/D4267F05-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Besse, J., Courtillot, V., 2003. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *Journal of Geophysical Research* 107(B11), 2300. <https://doi.org/10.1029/2003JB002684>
- Biber, K., Khan, S.D., Seers, T.D., Sarmiento, S., Lakshmikantha, M.R., 2018. Quantitative characterization of a naturally fractured reservoir analog using a hybrid lidar-gigapixel imaging approach. *Geosphere* 14, 710–730. <https://doi.org/10.1130/GES01449.1>

- Biggin, A.J., van Hinsbergen, D.J.J., Langereis, C.G., Straathof, G.B., Deenen, M.H.L., 2008. Geomagnetic secular variation in the Cretaceous Normal Superchron and in the Jurassic. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 169, 3–19. <https://doi.org/10.1016/J.PEPI.2008.07.004>
- Bilardello, D., 2013. Understanding DRM acquisition of plates and spheres: a first comparative experimental approach *Geophysical Journal International* 148–158. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt240>
- Bilardello, D., Jezek, J., Gilder, S.A., 2013. Role of spherical particles on magnetic field recording in sediments : Experimental and numerical results. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 214, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.10.014>
- Bilardello, D., Kodama, K.P., 2010a. A new inclination shallowing correction of the Mauch Chunk Formation of Pennsylvania, based on high-field AIR results: Implications for the Carboniferous North American APW path and Pangea reconstructions. *Earth and Planetary Science Letters* 299, 218–227. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.002>
- Bilardello, D., Kodama, K.P., 2010b. Palaeomagnetism and magnetic anisotropy of Carboniferous red beds from the Maritime Provinces of Canada: evidence for shallow palaeomagnetic inclinations and implications for North American apparent polar wander. *Geophysical Journal International*. 180, 1013–1029. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04457.x>
- Bilardello, D., Kodama, K.P., 2010c. Rock magnetic evidence for inclination shallowing in the early Carboniferous Deer Lake Group red beds of western Newfoundland. *Geophysical Journal International*. 181, 275–289. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04537.x>
- Bishop, J.W., Montañez, I.P., Osleger, D.A., 2010. Dynamic Carboniferous climate change, Arrow Canyon, Nevada. *Geosphere* 6, 1–34. <https://doi.org/10.1130/GES00192.1>
- Blakey, R.C., 2008. Gondwana paleogeography from assembly to breakup—A 500 m.y. odyssey, in: *Special Paper 441: Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*. Geological Society of America, pp. 1–28. [https://doi.org/10.1130/2008.2441\(01\)](https://doi.org/10.1130/2008.2441(01))
- Bonini, M., 2007. Deformation patterns and structural vergence in brittle–ductile thrust wedges: An additional analogue modelling perspective. *Journal of Structural Geology* 29, 141–158. <https://doi.org/10.1016/J.JSG.2006.06.012>
- Brandt, D., Ernesto, M., Rocha-Campos, A.C., dos Santos, P.R., 2009. Paleomagnetism of the Santa Fé Group, central Brazil: Implications for the late Paleozoic apparent polar wander path for South America. *Journal of Geophysical Research* 114, B02101. <https://doi.org/10.1029/2008JB005735>
- Bridge, J.S., Lunt, I.A., 2009. *Depositional Models of Braided Rivers*, in: *Braided Rivers*. Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK, pp. 11–50. <https://doi.org/10.1002/9781444304374.ch2>
- Brooks, B. a., Bevis, M., Whipple, K., Ramon Arrowsmith, J., Foster, J., Zapata, T., Kendrick, E., Minaya, E., Echalar, A., Blanco, M., Euillades, P., Sandoval, M., Smalley, R.J., 2011. Orogenic-wedge deformation and potential for great earthquakes in the central Andean backarc. *Nature Geosciences* 4, 380–383. <https://doi.org/10.1038/ngeo1143>
- Bullard, E., Everett, J.E., Smith, A.G., 1965. The fit of continents around the Atlantic. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 258 (1088), 41–51
- Butler, R.F., 1992. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Blackwell Scientific Publications.
- Cagliari, J., Lavina, E.L.C., Philipp, R.P., Tognoli, F.M.W., Basei, M.A.S., Faccini, U.F., 2014. New Sakmarian ages for the Rio Bonito formation (Paraná Basin, southern Brazil) based on LA-ICP-MS U–Pb radiometric dating of zircon crystals. *Journal of South American Earth Sciences*. 56, 265–277. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.09.013>
- Cagliari, J., Philipp, R.P., Buso, V.V., Netto, R.G., Klaus Hillebrand, P., da Cunha Lopes, R., Stipp Basei, M.A., Faccini, U.F., 2016. Age constraints of the glaciation in the Paraná Basin: evidence from new U–Pb dates. *Journal of the Geological Society* 173, 871–874. <https://doi.org/10.1144/jgs2015-161>

- Caputo, M.V., Melo, J.H.G., Streef, M., Isbell, J.L., 2008. Late Devonian and Early Carboniferous glacial records of South America. *Geological Society of America Special Paper* 441, 1–14. [https://doi.org/10.1130/2008.2441\(11\)](https://doi.org/10.1130/2008.2441(11)).
- Carey, S.W., 1958. The tectonic approach to continental drift, in: Carey, S.W. (Ed.), *Continental Drift: A Symposium*. University of Tasmania Press, Hobart, pp. 178–355.
- Catuneanu, O., 2019. Model-independent sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews* 188, 312–388. <https://doi.org/10.1016/j.EARSCIREV.2018.09.017>
- Cecil, C.B., Dulong, F.T., West, R.R., Stamm, R., Wardlaw, B., Edgar, N.T., 2003. CLIMATE CONTROLS ON THE STRATIGRAPHY OF A MIDDLE PENNSYLVANIAN CYCLOTHEM IN NORTH AMERICA, in: *Climate Controls on Stratigraphy*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), pp. 151–180. <https://doi.org/10.2110/pec.03.77.0151>
- Chatzaras, V., Kruckenberg, S.C., Cohen, S.M., Medaris, L.G., Withers, A.C., Bagley, B., 2016. Axial-type olivine crystallographic preferred orientations: The effect of strain geometry on mantle texture. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 121, 4895–4922. <https://doi.org/10.1002/2015JB012628>
- Chen, J., Zhu, H., Li, X., 2016. Automatic extraction of discontinuity orientation from rock mass surface 3D point cloud. *Computers Geosciences* 95, 18–31. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.06.015>
- Clark, D.A., Lackie, M.A., 2003. Palaeomagnetism of the early permian mount Leyshon intrusive complex and tuckers igneous complex, North Queensland, Australia. *Geophysical Journal International*. 153, 523–547. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01907.x>
- Coe, R.S., 1967. The Determination of Paleo-Intensities of the Earth's Magnetic Field with Emphasis on Mechanisms which Could Cause Non-ideal Behavior in Thellier's Method. *Journal of Geomagnetism and Geoelectrics*. 19, 157–179. <https://doi.org/10.5636/jgg.19.157>
- Collinson, D.W., 1974. The Role of Pigment and Specularite in the Remanent Magnetism of Red Sandstones. *Geophysical Journal International*. 38, 253–264. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1974.tb04119.x>
- Collinson, D.W., 1966. Magnetic Properties of the Taiguati Formation, Bolivia. *Páginas* 331–341.
- Constable, C., Tauxe, L., 1990. The bootstrap for magnetic susceptibility tensors. *Journal of Geophysical Research* 95, 8383–8395. <https://doi.org/10.1029/JB095iB06p08383>
- Cox, A., 1970. Latitude Dependence of the Angular Dispersion of the Geomagnetic Field. *Geophysical Journal International*. 20, 253–269. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1970.tb06069.x>
- Creer, 1955. A preliminary palaeomagnetic survey of certain rocks in England and Wales.
- Creer, K.M., 1970a. Palaeomagnetism of Permo-Carboniferous and Triassic Rocks from Venezuela and Colombia. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 267, 534–551. <https://doi.org/10.1098/rsta.1970.0056>
- Creer, K.M., 1970b. Studies on Rock Formations from Northeast Brazil. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 267, 463–480. <https://doi.org/10.1098/rsta.1970.0052>
- Creer, K.M., 1970c. Palaeomagnetic Studies on Rock Formations from Northwest Argentina. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 267, 481–501. <https://doi.org/10.1098/rsta.1970.0053>
- Creer, K.M., 1970d. General Introduction. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 267, 458–462. <https://doi.org/10.1098/rsta.1970.0051>
- Creer, K.M., 1970e. Palaeomagnetism of Rock Formations from Peru. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 267, 522–533. <https://doi.org/10.1098/rsta.1970.0055>
- Creer, K.M., 1970f. Palaeomagnetic Studies on Palaeozoic Rocks from Bolivia. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 267, 502–521. <https://doi.org/10.1098/rsta.1970.0054>

- Creer, K.M., 1962. The dispersion of the geomagnetic field due to secular variation and its determination for remote times from paleomagnetic data. *Journal of Geophysical Research*. 67, 3461–3476. <https://doi.org/10.1029/JZ067i009p03461>
- Cuellar, M.A., Pradel, A., 1997. Informe Geológico Final del pozo Iñiguazu x-4. Gerencia de Exploración. Informe Interno YPFB.
- De Kock, M.O., Kirschvink, J.L., 2004. Paleomagnetic Constraints on the Permian-Triassic Boundary in Terrestrial Strata of the Karoo Supergroup, South Africa: Implications for Causes of the End-Permian Extinction Event. *Gondwana Research*. 7, 175–183. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70316-6](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70316-6)
- de Matos, S.L.F., Yamamoto, J.K., Riccomini, C., Hachiro, J., Tassinari, C.C.G., 2001. Absolute Dating of Permian Ash-Fall in the Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil. *Gondwana Research*. 4, 421–426. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70341-5](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70341-5)
- Del Papa, C. y Martínez, L. 2001. Sedimentación lacustre glaci-dominante en la Formación Tarija (Carbonífero), Sierra de Aguara Güe, noroeste Argentino. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*. 8 (1): 61-76.
- Deenen, M. H., Langereis, C. G., van Hinsbergen, D. J., & Biggin, A. J. (2011). Geomagnetic secular variation and the statistics of palaeomagnetic directions. *Geophysical Journal International*, 186(2), 509-520.
- Demarest, H.H., 1983. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 88, 4321–4328. <https://doi.org/10.1029/JB088iB05p04321>
- Denèle, Y., Olivier, P., Gleizes, G., 2008. Progressive deformation of a zone of magma transfer in a transpressional regime: The Variscan Mérens shear zone (Pyrenees, France). *Journal of Structural Geology* 30, 1138–1149. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.05.006>
- Derder, M.E.M., Henry, B., Amenna, M., Bayou, B., Djellit, H., Guemache, M.A., Hemmi, A., 2009. New structural implications for the central Sahara (Algeria), from the revisited Upper Carboniferous “Hassi Bachir” Formation: Paleomagnetic constraints. *Tectonophysics* 463, 69–76. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.09.012>
- Derder, M.E.M., Henry, B., Bayou, B., Ouabadi, A., Bellon, H., Djellit, H., Khaldi, A., Amenna, M., Baziz, K., Hemmi, a., Guemache, M. a., 2006. New African Lower Carboniferous paleomagnetic pole from intrusive rocks of the Tin Serririne basin (Southern border of the Hoggar, Algeria). *Tectonophysics* 418, 189–203. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.02.002>
- Derder, M.E.M., Henry, B., Merabet, N., Amenna, M., Bourouis, S., 2001. Upper Carboniferous Palaeomagnetic Saharan Craton and Gondwana pole from the stable reconstructions. *Journal of African Earth Sciences*. 32(3), 491-502.
- Di Pasquo, M.M. y Azcuy, C.L., 1997 a. Palinología del Grupo Mandiyutí, Carbonífero Superior, cuenca Tarija, Argentina. 10° Congreso Geológico Chileno, 1:475-479.
- Di Pasquo, M.M. y Azcuy, C.L., 1997 b. Palinomorfos retrabajados en el Carbonífero Tardío de la cuenca Tarija (Argentina) y su aplicación a la datación de eventos diastróficos. *Revista Universidade Guarulhos, Geociências* 2 (N° Especial): 28-42.
- di Pasquo, M., Azcuy, C.L., 1999. Interpretación paleoambiental del Grupo Mandiyutí (Carbonífero Superior): Evidencias palinológicas, sedimentológicas y tafonómicas. *Ameghiniana* 36, 71–81.
- di Pasquo, M., Azcuy, C.L., Starck, D., 2001. Palinología de la Formación San Telmo (Carbonífero Superior) en la sierra San Antonio, provincia de Salta, Argentina. *Ameghiniana* 38, 85–98.
- di Pasquo, M., Anderson, H., & Isaacson, P., 2017. Record of a Pennsylvanian-Cisuralian marine transgression, southern Bolivia: A short-lived event in western Gondwana? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 485, 30-45.
- Díaz-Martínez, E., and Grahn, Y., 2007. Early Silurian glaciation along the western margin of Gondwana (Peru, Bolivia and northern Argentina): palaeogeographic and geodynamic setting. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 245 (1), 62-81.

- Diéz-Fernández, R., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Abati, J., 2012. The onset of the assembly of Pangaea in NW Iberia: Constraints on the kinematics of continental subduction. *Gondwana Research*. 22, 20–25. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.08.004>
- Diéz Fernandez, R., Arenas, R., Pereira, M.F., Sánchez-martínez, S., Albert, R., Parra, L.M., Pascual, F.R., Matas, J., 2016. Earth-Science Reviews Tectonic evolution of Variscan Iberia : Gondwana – Laurussia collision revisited. *Earth Sciences Reviews* 162, 269–292. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.08.002>
- Dimichele, W.A., Montañez, I.P., Poulsen, C.J., Tabor, N.J., 2009. Climate and vegetational regime shifts in the late Paleozoic ice age earth. *Geobiology* 7, 200–226. <https://doi.org/10.1111/j.1472-4669.2009.00192.x>
- Domeier, M., Van der Voo, R., Denny, F.B., 2011a. Widespread inclination shallowing in Permian and Triassic paleomagnetic data from Laurentia: Support from new paleomagnetic data from Middle Permian shallow intrusions in southern Illinois (USA) and virtual geomagnetic pole distributions. *Tectonophysics* 511, 38–52. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.08.016>
- Domeier, M., Van der Voo, R., Tohver, E., Tomezzoli, R.N., Vizán, H., Torsvik, T.H., Kirshner, J., 2011b. New Late Permian paleomagnetic data from Argentina: Refinement of the apparent polar wander path of Gondwana. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 12, Q07002. <https://doi.org/10.1029/2011GC003616>
- Domeier, M., Van der Voo, R., Tomezzoli, R.N., Tohver, E., Hendriks, B.W.H., Torsvik, T.H., Vizán, H., Dominguez, A., 2011c. Support for an “A-type” Pangea reconstruction from high-fidelity Late Permian and Early to Middle Triassic paleomagnetic data from Argentina. *Journal of Geophysical Research*.116, B12114. <https://doi.org/10.1029/2011JB008495>
- Domeier, M., Van Der Voo, R., Torsvik, T.H., 2012. Paleomagnetism and Pangea: The road to reconciliation. *Tectonophysics* 514–517, 14–43. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.021>
- Dominguez, A.R., van der Voo, R., Torsvik, T.H., Hendriks, B.W.H., Abrajevitch, A., Domeier, M., Larsen, B.T., Rousse, S., 2011. The ~270 Ma palaeolatitude of Baltica and its significance for Pangea models. *Geophysical Journal International*. 186, 529–550. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05061.x>
- Dooley, R.E., 1983. Paleomagnetism of some mafic intrusions in the South Carolina Piedmont. I. Magnetic systems with single characteristic directions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 31, 241–268.
- Dowe, D.S., Nance, R.D., Keppie, J.D., Cameron, K.L., Ortega-Rivera, A., Ortega-Gutiérrez, F., Lee, J.K.W., 2005. Deformational History of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Mexico: Constraints on the Closure of the Rheic Ocean? *International Geology Review* 47, 920–937. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.47.9.920>
- Du Toit, A.L., 1937. Our wandering continents: an hypothesis of continental drifting. Edinburgh.
- Dueholm, K.S., Olsen, T., 1993. Reservoir analog studies using multimodel photogrammetry: a new tool for the petroleum industry. *American Association of Petroleum Geology Bulletin* <https://doi.org/10.1306/BDF8FBA-1718-11D7-8645000102C1865D>
- Edel, J.-B., Casini, L., Oggiano, G., Rossi, P., Schulmann, K., 2014. Early Permian 90° clockwise rotation of the Maures–Estérel–Corsica–Sardinia block confirmed by new palaeomagnetic data and followed by a Triassic 60° clockwise rotation. *Geological Society of London, Special Publication* 405, 333–361. <https://doi.org/10.1144/SP405.10>
- Edel, J.B., Schulmann, K., Lexa, O., Diraison, M., Géraud, Y., 2015. Permian clockwise rotations of the Ebro and Corso-Sardinian blocks during Iberian-Armorican oroclinal bending: Preliminary paleomagnetic data from the Catalan Coastal Range (NE Spain). *Tectonophysics* 657, 172–186. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.07.002>
- Efron, B., 1979. Bootstrap Methods : Another Look at the Jackknife. *Annals of Statistics* 7, 1–26.
- Egli, R., 2003. Analysis of the field dependence of remanent magnetization curves. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 108. <https://doi.org/10.1029/2002JB002023>
- Enkin, R.J., 2003. The direction - correction tilt test: An all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies. *Earth and Planetary Science Letters* 212, 151–166. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00238-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00238-3)
- Ernesto, M., Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C. de B., 2015. The Early Triassic magmatism of the Alto Paraguay Province, Central South America: Paleomagnetic and ASM data. *Open Geosciences* 7, 386–394. <https://doi.org/10.1515/geo-2015-0022>

- Ernesto, M., Diogo, A., Rocha-Campos, A.C., 1988. Paleomagnetism of the Subandean Carboniferous “gondwana” sequence in Bolivia: Tectonic implications, in: Ulbrich, H., Rocha-Campos, A.C. (Eds.), *Gondwana Seven*. Sao Paulo, Brazil, pp. 615–636.
- Eros, J.M., Montañez, I.P., Osleger, D.A., Davydov, V.I., Nemyrovska, T.I., Poletaev, V.I., Zhykalyak, M.V., 2012. Sequence stratigraphy and onlap history of the Donets Basin, Ukraine: Insight into Carboniferous icehouse dynamics. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 313–314, 1–25. <https://doi.org/10.1016/J.PALAEO.2011.08.019>
- Escayola, M.P., van Staal, C.R., Davis, W.J., 2011. The age and tectonic setting of the Puncoviscana Formation in northwestern Argentina: An accretionary complex related to Early Cambrian closure of the Puncoviscana Ocean and accretion of the Arequipa-Antofalla block. *Journal of South American Earth Sciences*. 32, 438–459. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2011.04.013>
- Evans, M.E., Pavlov, V., Veselovsky, R., Fetisova, A., 2014. Late Permian paleomagnetic results from the Lodève, Le Luc, and Bas-Argens Basins (southern France): Magnetostratigraphy and geomagnetic field morphology. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 237, 18–24. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.09.002>
- Eyles, N., 1993. Earth’s glacial record and its tectonic setting. *Earth-Science Rev.* 35, 1–248. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(93\)90002-O](https://doi.org/10.1016/0012-8252(93)90002-O)
- Eyles, N., Eyles, C.H., Miall, A.D., 1983. Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology* 30, 393–410. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1983.tb00679.x>
- Fernández, O., 2005. Obtaining a best fitting plane through 3D georeferenced data. *Journal of Structural Geology* 27, 855–858. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.12.004>
- Ferrero, A.M., Forlani, G., Roncella, R., Voyat, H.I., 2009. Advanced geostructural survey methods applied to rock mass characterization. *Rock Mech. Rock Eng.* 42, 631–665. <https://doi.org/10.1007/s00603-008-0010-4>
- Fielding, C.R., Frank, T.D., Birgenheier, L.P., Rygel, M.C., Jones, a. T., Roberts, J., 2008. Stratigraphic imprint of the Late Palaeozoic Ice Age in eastern Australia: a record of alternating glacial and nonglacial climate regime. *Journal of the Geological Society* 165, 129–140. <https://doi.org/10.1144/0016-76492007-036>
- Fielding, C.R., Frank, T.D., Birgenheier, L.P., Rygel, M.C., Jones, A.T., Roberts, J., 2008a. Stratigraphic record and facies associations of the late Paleozoic ice age in eastern Australia (New South Wales and Queensland), in: *Special Paper 441: Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*. Geological Society of America, pp. 41–57. [https://doi.org/10.1130/2008.2441\(03\)](https://doi.org/10.1130/2008.2441(03))
- Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L., 2008b. The late Paleozoic ice age—A review of current understanding and synthesis of global climate patterns, in: *Special Paper 441: Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*. Geological Society of America, pp. 343–354. [https://doi.org/10.1130/2008.2441\(24\)](https://doi.org/10.1130/2008.2441(24))
- Fischler, M.A., Bolles, R.C., 1981. Random sample consensus: a paradigm for model fitting with applications to image analysis and automated cartography. *Commun. ACM* 24, 381–395. <https://doi.org/10.1145/358669.358692>
- Fisher, N., Hall, P., 1989. Bootstrap confidence regions for directional data. *J. Am. Stat. Assoc.* 84, 996–1002. <https://doi.org/10.1080/01621459.1989.10478864>
- Fisher, N.I., Lewis, T., Embleton, B.J.J., 1987. *Statistical Analysis of Spherical Data* 343. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511623059>
- Fisher, R., 1953. Dispersion on a Sphere. *Proc. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.* 217, 295–305. <https://doi.org/10.1098/rspa.1953.0064>
- Flinn, B.Y.D., 1962. On folding during three-dimensional progressive deformation. *Geological Society of London Q. J.* 118, 385–433.
- Font, E., Rapalini, a. E., Tomezzoli, R.N., Trindade, R.I.F., Tohver, E., 2012. Episodic Remagnetizations related to tectonic events and their consequences for the South America Polar Wander Path. *Geological Society of London, Special Publications* 55–87. <https://doi.org/10.1144/SP371.7>

- Fournier, A., Fussell, D., Carpenter, L., 1982. Computer rendering of stochastic models. *Commun. ACM* 25, 371–384. <https://doi.org/10.1145/358523.358553>
- Franca, A., Potter, P., 1991. Stratigraphy and reservoir potential of glacial deposits of the Itararé Group (Carboniferous–Permian), Paraná basin, Brazil. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 15, 65–73.
- Franco, D.R., Ernesto, M., Ponte-Neto, C.F., Hinnov, L. a., Berquó, T.S., Fabris, J.D.J.D., Rosière, C.A., 2012. Magnetostratigraphy and mid-palaeolatitude VGP dispersion during the Permo-Carboniferous Superchron: Results from Paraná Basin (Southern Brazil) rhythmites. *Geophysical Journal International*. 191, 993–1014. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05670.x>
- Frank, T.D., Shultis, A.I., Fielding, C.R., 2015. Acme and demise of the late Palaeozoic ice age: A view from the southeastern margin of Gondwana. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 418, 176–192. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.11.016>
- Fryberger, S.G., Schenk, C.J., 1988. Pin stripe lamination: A distinctive feature of modern and ancient eolian sediments. *Sedimentary Geology* 55, 1–15. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(88\)90087-5](https://doi.org/10.1016/0037-0738(88)90087-5)
- Fuentes, F., Rocha, E., Starck, D., 2018. Geometry and Kinematics of Structures of the Southern Sub-Andean Fold-Thrust Belt of Bolivia, in: Zamora, G., McClay, K.R., Ramos, V. (Eds.), *Petroleum Basins and Hydrocarbon Potential of the Andes of Peru and Bolivia: AAPG Memoir. AAPG Books Ahead of Print*, pp. 437–458. <https://doi.org/10.1306/13622130M1173775>
- Gallo, L. C., 2014. Paleomagnetismo del Paleozoico Superior en el Anticlinal de Iñiguazu, Sierras Subandinas. Universidad de Buenos Aires, Departamento de Ciencias Geológicas. Trabajo Final de Licenciatura, 100 páginas. Inédito.
- Gallo, L.C., Cristallini, E.O., Svarc, M., 2018. A Nonparametric Approach for Assessing Precision in Georeferenced Point Clouds Best Fit Planes: Toward More Reliable Thresholds. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 123, 10,297–10,308. <https://doi.org/10.1029/2018JB016319>
- Gallo, L.C., Tomezzoli, R.N., Cristallini, E.O., 2017. A pure dipole analysis of the Gondwana apparent polar wander path: Paleogeographic implications in the evolution of Pangea. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 18, 1499–1519. <https://doi.org/10.1002/2016GC006692>
- García-Sellés, D., Falivene, O., Arbués, P., Gratacos, O., Tavani, S., Muñoz, J.A., 2011. Supervised identification and reconstruction of near-planar geological surfaces from terrestrial laser scanning. *Computers and Geosciences* 37, 1584–1594. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2011.03.007>
- Gastaldo, R. a., DiMichele, W. a., Pfefferkorn, H.W., 1996. Out of the icehouse into the greenhouse: A late Paleozoic analog for modern global vegetational change. *GSA Today* 6, 1–7.
- Geuna, S.E., Escosteguy, L.D., 2004. Palaeomagnetism of the Upper Carboniferous-Lower Permian transition from Paganzo basin, Argentina. *Geophysical Journal International*. 157, 1071–1089. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02229.x>
- Giampaoli, P., Rojas Vera, E., 2018. Fold Growth and Lateral Linkage in the Southern Sub-Andean Fold-and-Thrust Belt of Argentina and Bolivia, in: Zamora Valcarce, G., McClay, K.R., Ramos, V.A. (Eds.), *Petroleum Basins and Hydrocarbon Potential of the Andes of Peru and Bolivia: AAPG Memoir*. pp. 543–564. <https://doi.org/10.1306/13622134M1173779>
- Gilder, S., Rouse, S., Farber, D., McNulty, B., Sempere, T., Torres, V., Palacios, O., 2003. Post-Middle Oligocene origin of paleomagnetic rotations in Upper Permian to Lower Jurassic rocks from northern and southern Peru. *Earth and Planetary Science Letters* 210, 233–248. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00102-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00102-X)
- Gomes, R.K., De Oliveira, L.P.L., Gonzaga, L., Tognoli, F.M.W., Veronez, M.R., De Souza, M.K., 2016. An algorithm for automatic detection and orientation estimation of planar structures in LiDAR-scanned outcrops. *Computers and Geosciences* 90, 170–178. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.02.011>
- Gough, A.J., Mahoney, A.R., Langhorne, P.J., Williams, M.J.M., Haskell, T.G., 2012. Sea ice salinity and structure: A winter time series of salinity and its distribution. *Journal of Geophysical Research Oceans*. 117, 1–12. <https://doi.org/10.1029/2011JC007527>
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M., & Ogg, G. (Eds.). (2012). *The geologic time scale 2012*. El Sevier.

- Graham, J.W., 1949. The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks. *Journal of Geophysical Research* 54, 131–167. <https://doi.org/10.1029/JZ054i002p00131>
- Griffis, N.P., Mundil, R., Montañez, I.P., Isbell, J., Fedorchuk, N., Vesely, F., Iannuzzi, R., Yin, Q.Z., 2018. A new stratigraphic framework built on U-Pb single-zircon TIMS ages and implications for the timing of the penultimate icehouse (Paraná Basin, Brazil). *Bulletin of the Geological Society of America* 130, 848–858. <https://doi.org/10.1130/B31775.1>
- Gulbranson, E.L., Montañez, I.P., Schmitz, M.D., Limarino, C.O., Isbell, J.L., Marensi, S. a., Crowley, J.L., 2010. High-precision U-Pb calibration of Carboniferous glaciation and climate history, Paganzo Group, NW Argentina. *Bulletin of the Geological Society of America* 122, 1480–1498. <https://doi.org/10.1130/B30025.1>
- Haag, M., Heller, F., 1991. Late Permian to Early Triassic magnetostratigraphy. *Earth and Planetary Science Letters* 107, 42–54. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90042-G](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90042-G)
- Haldan, M.M., Meijers, M.J.M., Langereis, C.G., Larsen, B.T., Heyer, H., 2014. New palaeomagnetic results from the Oslo Graben, a Permian Superchron lava province 1554–1571. *Geophysical Journal International*, 199(3), 1554-1571. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu351>
- Halls, H.C., 1976. A Least-Squares Method to find a Remanence Direction from Converging Remagnetization Circles. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 45(2), 297-304. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1976.tb00327.x>
- Hatcher, R.D., 2002. Alleghanian (Appalachian) orogeny, a product of zipper tectonics: Rotational transpressive continent-continent collision and closing of ancient oceans along irregular margins. *Geological Society of America Special Papers* 364, 199–208. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2364-7.199>
- Henry, B., Derder, M.M., Amenna, M., Maouche, S., Bayou, B., 2016. Better constrained selection of the Paleozoic West Gondwana (South America) paleomagnetic poles for the APWP determination. *Studia Geophysica et Geodaetica* 61. <https://doi.org/10.1007/s11200-016-1036-9>
- Heslop, D., Roberts, A.P., 2018. A Bayesian Approach to the Paleomagnetic Conglomerate Test. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 123, 1132–1142. <https://doi.org/10.1002/2017JB014526>
- Holz, M., Souza, P.A., Iannuzzi, R., de Souza, P.A., Iannuzzi, R., 2008. The Late Carboniferous to Early Permian glacial succession at the eastern/southeastern margin of the Parana Basin, Brazil; sequence stratigraphy and biostratigraphy. *Special Paper of the Geological Society of America* 441. Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space. 33, 115–129. [https://doi.org/10.1130/2008.2441\(08\)](https://doi.org/10.1130/2008.2441(08)).
- Holz, M., Vieira, P.E., Kalkreuth, W., 2000. The Early Permian coal-bearing Succession of the Paraná basin in southernmost Brsil: Depositional model and sequence stratigraphy. *Revista Brasileira Geociencias* 3, 424–426.
- Hunter, R.E., 1977a. Terminology of Cross-Stratified Sedimentary Layers and Climbing-Ripple Structures. *SEPM Journal Sedimentary Research* Vol. 47, 697–706. <https://doi.org/10.1306/212F7225-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Hunter, R.E., 1977b. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology* 24, 361–387. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1977.tb00128.x>
- Iannuzzi, R., Pfefferkorn, H.W., 2002. A Pre-Glacial, Warm-Temperate Floral Belt in Gondwana (Late Visean, Early Carboniferous). *Palaios* 17, 571–590. [https://doi.org/10.1669/0883-1351\(2002\)017<0571:APGWTF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1669/0883-1351(2002)017<0571:APGWTF>2.0.CO;2)
- Irving, E., 2004. The Case for Pangea B, and the Intra-Pangean Megashear, in: Channell, J.E., Kent, D. V., Lowrie, W., Meert, J.. (Eds.), *Timescales of the Paleomagnetic Field*. American Geophysical Union (AGU), pp. 13–27. <https://doi.org/10.1029/145GM02>
- Irving, E., 1977. Drift of the major continental blocks since the Devonian. *Nature* 270, 97–112.
- Irving, E., Parry, L.G., 1963. The magnetism of Some Permian Rocks from New South Wales. *Geophysical Journal International*, 7(4), 395-411. 7, 395–411.
- Isaacson, P.E., Díaz-Martínez, E., Grader, G.W., Kalvoda, J., Babek, O., Devuyst, F.X., 2008. Late Devonian-earliest Mississippian glaciation in Gondwanaland and its biogeographic consequences. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 268, 126–142. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.03.047>

- Isbell, J.L., Cole, D.I., Catuneanu, O., 2008a. Carboniferous-Permian glaciation in the main Karoo Basin, South Africa: Stratigraphy, depositional controls, and glacial dynamics, in: Special Paper 441: Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space. Geological Society of America, pp. 71–82. [https://doi.org/10.1130/2008.2441\(05\)](https://doi.org/10.1130/2008.2441(05))
- Isbell, J.L., Henry, L.C., Gulbranson, E.L., Limarino, C.O., Fraiser, M.L., Koch, Z.J., Ciccioli, P.L., Dineen, A.A., 2012. Glacial paradoxes during the late Paleozoic ice age: Evaluating the equilibrium line altitude as a control on glaciation. *Gondwana Research*. 22, 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.11.005>
- Isbell, J.L., Henry, L.C., Reid, C.M., Fraiser, M.L., 2013. Sedimentology and palaeoecology of lonestone-bearing mixed clastic rocks and cold-water carbonates of the Lower Permian Basal Beds at Fossil Cliffs, Maria Island, Tasmania (Australia): Insight into the initial decline of the late Palaeozoic ice age. Geological Society, London, Special Publications 376, 307–341. <https://doi.org/10.1144/SP376.2>
- Isbell, J.L., Koch, Z.J., Szablewski, G.M., Lenaker, P.A., 2008b. Permian glacial deposits in the Transantarctic Mountains, Antarctica, in: Special Paper 441: Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space. Geological Society of America, pp. 59–70. [https://doi.org/10.1130/2008.2441\(04\)](https://doi.org/10.1130/2008.2441(04))
- Isbell, J.L., Lenaker, P.A., Askin, R.A., Miller, M.F., Babcock, L.E., Isbell, J.L., 2003a. Reevaluation of the timing and extent of late Paleozoic glaciation in Gondwana: Role of the Transantarctic Mountains. *Geology*, 31(11), 977–980. <https://doi.org/10.1130/G19810.1>
- Isbell, J.L., Miller, M.F., Wolfe, K.L., Lenaker, P. 2003b. Timing of late Paleozoic glaciation in Gondwana; was glaciation responsible for the development of northern hemisphere cyclothem? Geological Society of America Special Papers 370, 5–24. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2370-1.5>
- Jackson, M.J., Banerjee, S.K., Marvin, J.A., Lu, R., Gruber, W., 1991. Detrital Remanence, Inclination Errors, and Anhyseretic Remanence Anisotropy: Quantitative Model and Experimental Results. *Geophysical Journal International*. 104, 95–103. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb02496.x>
- Jaeger, J.C., Irving, E., 1957. Paleomagnetism and reconstruction of Gondwanaland, in: Pacific and Indian Ocean Sciences, Imprimerie Officielle. pp. 233–242.
- Jesinkey, C., Forsythe, R.D., Mpodozis, C., Davidson, J., 1987. Concordant late Paleozoic paleomagnetizations from the Atacama Desert: implications for tectonic models of the Chilean Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 85, 461–472. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(87\)90141-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90141-5)
- Jezek, J., Gilder, S., Bilardello, D., 2012. Numerical simulation of inclination shallowing by rolling and slipping of spherical particles. *Computers and Geosciences* 49, 270–277. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.06.013>
- Jiang, Z., Liu, Q., Dekkers, M.J., Tauxe, L., Qin, H., Barrón, V., Torrent, J., 2015. Acquisition of chemical remanent magnetization during experimental ferrihydrite-hematite conversion in Earth-like magnetic field-implications for paleomagnetic studies of red beds. *Earth and Planetary Science Letters* 428, 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.024>
- Jones, R.R., Pearce, M.A., Jacquemyn, C., Watson, F.E., 2016. Robust best-fit planes from geospatial data. *Geosphere* 12, 196–202. <https://doi.org/10.1130/GES01247.1>
- Kent, D. V., Irving, E., 2010. Influence of inclination error in sedimentary rocks on the Triassic and Jurassic apparent pole wander path for North America and implications for Cordilleran tectonics. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 115, B10103. <https://doi.org/10.1029/2009JB007205>
- Ketcham, R.A., 2005. Three-dimensional grain fabric measurements using high-resolution X-ray computed tomography. *Journal of Structural Geology* 27, 1217–1228. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.02.006>
- Khokhlov, A., Hulot, G., 2016. Principal component analysis of palaeomagnetic directions: Converting a Maximum Angular Deviation (MAD) into an α_{95} angle. *Geophysical Journal International*. 204, 274–291. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv451>
- King, R., 1955. The remanent magnetism of artificially deposited sediments. *Geophysical Journal International*. 7, 115–134.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. Journal of the Royal Astronomical Society* 62, 699–718. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x>

- Klootwijk, C., 2013. Middle-Late Paleozoic Australia-Asia convergence and tectonic extrusion of Australia. *Gondwana Research*. 24, 5–54. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.10.007>
- Klootwijk, C.T., Percival, P., Giddings, J., 1993. Palaeomagnetic reconnaissance of Upper Palaeozoic volcanics, northeastern Queensland. *Aust. Geol. Surv. Organ.* 36.
- Kocurek, G., Nielson, J., 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. *Sedimentology* 33, 795–816. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1986.tb00983.x>
- Kodama, K.P., 2009. Simplification of the anisotropy-based inclination correction technique for magnetite- and haematite-bearing rocks: A case study for the Carboniferous Glenshaw and Mauch Chunk Formations, North America. *Geophysical Journal International*. 176, 467–477. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.04013.x>
- Krása, D., Fabian, K., 2007. Rock Magnetism, Hysteresis Measurements, in: *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 874–883. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4423-6_282
- Kruiver, P.P., Dekkers, M.J., Heslop, D., 2001. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation. *Earth and Planetary Science Letters* 189, 269–276. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00367-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00367-3)
- Labails, C., Olivet, J.L., Aslanian, D., Roest, W.R., 2010. An alternative early opening scenario for the Central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 297, 355–368. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.024>
- Lamb, S., 2001. Vertical axis rotation in the Bolivian orocline, South America 1 . Paleomagnetic analysis of Cretaceous and Cenozoic rocks. Vertical axis rotation in the Bolivian orocline, South America: 1. Paleomagnetic analysis of Cretaceous and Cenozoic rocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B11), 26605–26632.
- Lanci, L., Tohver, E., Wilson, a., Flint, S., 2013. Upper Permian magnetic stratigraphy of the lower Beaufort Group, Karoo Basin. *Earth and Planetary Science Letters* 375, 123–134. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.017>
- Langford, R.P., Chan, M.A., 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part II, ancient systems. *Sedimentology* 36, 1037–1051. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1989.tb01541.x>
- Lato, M., Diederichs, M.S., Hutchinson, D.J., Harrap, R., 2009. Optimization of LiDAR scanning and processing for automated structural evaluation of discontinuities in rockmasses. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 46, 194–199. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2008.04.007>
- Le Heron, D.P., Tofaif, S., Vandyk, T., Ali, D.O., 2016. A diamictite dichotomy: Glacial conveyor belts and olistostromes in the Neoproterozoic of Death Valley, California, USA. *Geology*, 45(1), 31–34.
- Li, X., Chen, J., Zhu, H., 2016. A new method for automated discontinuity trace mapping on rock mass 3D surface model. *Computers and Geosciences* 89, 118–131. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.12.010>
- Libarkin, J.C., Butler, R.F., Richards, D.R., Sempere, T., 1998. Tertiary remagnetization of Paleozoic rocks from the Eastern Cordillera and sub-Andean Belt of Bolivia. *Journal of Geophysical Research*. 103, 30417–30429.
- Limarino, C., Tripaldi, A., Marensi, S., Fauqué, L., 2006. Tectonic, sea-level, and climatic controls on Late Paleozoic sedimentation in the western basins of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. 22, 205–226. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2006.09.009>
- Limarino, C.O., Alonso-Muruaga, P.J., Ciccio, P.L., Perez Loinaze, V.S., Ce'sari, S.N., Césari, S.N., 2014a. Stratigraphy and palynology of a late Paleozoic glacial paleovalley in the Andean Precordillera, Argentina. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 412, 223–240. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.07.030>
- Limarino, C.O., Césari, S.N., Spalletti, L. a., Taboada, A.C., Isbell, J.L., Geuna, S., Gulbranson, E.L., 2014b. A paleoclimatic review of southern South America during the late Paleozoic: A record from icehouse to extreme greenhouse conditions. *Gondwana Research*. 25, 1396–1421. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.12.022>
- Limarino, C.O., Spalletti, L. a., 2006. Paleogeography of the upper Paleozoic basins of southern South America: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*. 22, 134–155. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.09.011>

- Limarino, C.O., Spalletti, L.A., 1986. Eolian permian deposits in west and northwest Argentina. *Sedimentary Geology* 49, 109–127. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(86\)90017-5](https://doi.org/10.1016/0037-0738(86)90017-5)
- Linol, B., de Wit, M.J., Milani, E.J., Guillocheau, F., Scherer, C., 2015. New Regional Correlations Between the Congo, Paraná and Cape-Karoo Basins of Southwest Gondwana, in: *Geology and Resource Potential of the Congo Basin*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 245–268. https://doi.org/10.1007/978-3-642-29482-2_13
- Liss, D., Owens, W.H., Hutton, D.H.W., 2004. New palaeomagnetic results from the Whin Sill complex : evidence for a multiple intrusion event and revised virtual geomagnetic poles for the late Carboniferous for the British Isles. *Journal of the Geological Society* 161, 927–938.
- López Gamundi, O. 1986. Sedimentología de la Formación Tarija, Carbonífero de la Sierra de Aguaragüe, provincia de Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41: 334-355.
- López-Gamundí, O., Fildani, A., Weislogel, A., Rossello, E., 2013. The age of the Tunas formation in the Sauce Grande basin-Ventana foldbelt (Argentina): Implications for the Permian evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*. 45, 250–258. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.03.011>
- Løvlie, R., Torsvik, T., 1984. Magnetic remanence and fabric properties of laboratory-deposited hematite-bearing red sandstone. *Geophysical Research Letters* 11, 221–224. <https://doi.org/10.1029/GL011i003p00221>
- Makaske, B., 2001. Anastomosing rivers: A review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth Sciences Reviews* 53, 149–196. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(00\)00038-6](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00038-6)
- Manville, V., White, J.D., 2003. Incipient granular mass flows at the base of sediment-laden floods, and the roles of flow competence and flow capacity in the deposition of stratified bouldery sands. *Sedimentary Geology* 155, 157–173. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00294-4](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00294-4)
- Martin, J.R., Redfern, J., Aitken, J.F., 2008. A regional overview of the late Paleozoic glaciation in Oman. *Geological Society of America Special Papers* 441, 175–186. [https://doi.org/10.1130/2008.2441\(12\)](https://doi.org/10.1130/2008.2441(12)).
- Martinez Catalan, J.R., 2011. Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics? *Terra Nova*. 23, 241–247. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01005.x>
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., González Cuadra, P., Gómez-Barreiro, J., Abati, J., Castiñeiras, P., Fernández-Suárez, J., Martínez Sánchez, S., Andonaegui, P., 2007. Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif : Implications for the Variscan belt. *Geological Society of America Memoir* 200, 403–423. [https://doi.org/10.1130/2007.1200\(21\)](https://doi.org/10.1130/2007.1200(21)).
- Mather, K.F., 1922. Front ranges of the Andes between Santa Cruz, Bolivia, and Embarcacion, Argentina. *Bulletin of the Geological Society of America*. 33, 703–764. <https://doi.org/10.1130/GSAB-33-703>
- Maxbauer, D.P., Feinberg, J.M., Fox, D.L., 2016. MAX UnMix: A web application for unmixing magnetic coercivity distributions. *Computers and Geosciences* 95, 140–145. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.07.009>
- McCaffrey, K.J.W., Jones, R.R., Holdsworth, R.E., Wilson, R.W., Clegg, P., Imber, J., Holliman, N., Trinks, I., 2005. Unlocking the spatial dimension: digital technologies and the future of geoscience fieldwork. *Journal of the Geological Society* 162, 927–938. <https://doi.org/10.1144/0016-764905-017>
- McCall, A.M., Kodama, K.P., 2014. Anisotropy-based inclination correction for the Moenave Formation and Wingate Sandstone: implications for Colorado Plateau rotation. *Frontiers in Earth Sciences*. 2, 1–10. <https://doi.org/10.3389/feart.2014.00015>
- McElhinny, M.W., Powell, C.M., Pisarevsky, S. a., 2003. Paleozoic terrances of eastern Australia and the drift history of Gondwana. *Tectonophysics* 362, 41–65. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00630-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00630-3)
- McPherron, S.P., 2017. Additional statistical and graphical methods for analyzing site formation processes using artifact orientations coming from total station measurements. *PLoS One* 1–21. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0190195>
- McRoberts, C.A., 2010. Biochronology of Triassic bivalves. *Geological Society, London, Special Publications* 334, 201–219. <https://doi.org/10.1144/SP334.9>

- Meert, J.G., 2001. Growing Gondwana and Rethinking Rodinia: A Paleomagnetic Perspective. *Gondwana Research*. 4, 279–288. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70329-4](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70329-4)
- Méheust, Y., Schmittbuhl, J., 2001. Geometrical heterogeneities and permeability anisotropy of rough fractures. *Journal of Geophysical Research* 106, 2098–2102. <https://doi.org/10.1029/2000JB900306>
- Meijers, M., Hamers, M.F., van Hinsbergen, D.J.J., van der Meer, D.G., Kitchka, A., Langereis, C.G., Stephenson, R.A., 2010. New late Paleozoic paleopoles from the Donbas Foldbelt (Ukraine): Implications for the Pangea A vs. B controversy. *Earth and Planetary Science Letters* 297, 18–33. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.05.028>
- Merabet, N., Henry, B., Kherroubi, a., Maouche, S., 2005. Autunian age constrained by fold tests for paleomagnetic data from the Mezarif and Abadla basins (Algeria). *Journal of African Earth Science* 43, 556–566. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.10.002>
- Miall, A.D., 1985. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*. 22, 261–308. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(85\)90001-7](https://doi.org/10.1016/0012-8252(85)90001-7)
- Mingramm, A., Russo, A., Pozzo, A. y Cazau, L., 1979. Sierras Subandinas. En Turner, J.C.M. (ed.) *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias 1: 95-138, Córdoba.
- Monaldi, C.R. y Boso, M.A. 1987. Dalmatinia, d., subandina n.sp., Trilobita, en la Formación Zapla del Norte Argentino. 6° Congreso Latinoamericano de Paleontología Actas 1: 149-158.
- Montañez, I.P., Poulsen, C.J., 2013. The Late Paleozoic Ice Age: An Evolving Paradigm. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 41, 629–656. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.031208.100118>
- Montañez, I.P., Tabor, N.J., Niemeier, D., Dimichele, W.A., Frank, T.D., Fielding, C.R., Isbell, J.L., Birgenheier, L.P., Rygel, M.C., 2007. CO₂-forced climate and vegetation instability during Late Paleozoic deglaciation. *Science* 315, 87–91. <https://doi.org/10.1126/science.1134207>
- Mori, A.L.O., de Souza, P.A., Marques, J.C., Lopes, R. da C., 2012. A new U–Pb zircon age dating and palynological data from a Lower Permian section of the southernmost Paraná Basin, Brazil: Biochronostratigraphical and geochronological implications for Gondwanan correlations. *Gondwana Research*. 21, 654–669. <https://doi.org/10.1016/J.GR.2011.05.019>
- Mory, A.J., Redfern, J., Martin, J.R., 2008. A review of Permian–Carboniferous glacial deposits in Western Australia, in: *Special Paper 441: Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*. Geological Society of America, pp. 29–40. [https://doi.org/10.1130/2008.2441\(02\)](https://doi.org/10.1130/2008.2441(02))
- Mountney, N.P., Thompson, D.B., 2002. Stratigraphic evolution and preservation of aeolian dune and damp/wet interdune strata: an example from the Triassic Helsby Sandstone Formation, Cheshire Basin, UK. *Sedimentology* 49, 805–833. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2002.00472.x>
- Moxness, L.D., Isbell, J.L., Gulbranson, E.L., Pauls, K.N., 2016. Sedimentology of the mid-Carboniferous fill of the Olta paleovalley, eastern Paganzo Basin, Argentina: Implications for glaciation and controls on diachronous deglaciation in western Gondwana during the late Paleozoic Ice Age. *Journal of South American Earth Sciences*, 84, 127-148.. <https://doi.org/10.1130/abs/2016NC-275581>
- Mulder, T., Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48, 269–299. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2001.00360.x>
- Muttoni, G., Dallanave, E., Channell, J.E.T., 2013. The drift history of Adria and Africa from 280Ma to Present, Jurassic true polar wander, and zonal climate control on Tethyan sedimentary facies. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 386, 415–435. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.06.011>
- Muttoni, G., Gaetani, M., Kent, D. V., Sciunnach, D., Berra, F., Garzanti, E., Mattei, M., Zanchi, A., 2009. Opening of the Neo-Tethys Ocean and the Pangea B to Pangea A transformation during the Permian 17–48. *GeoArabia*, 14(4), 17-48
- Muttoni, G., Kent, D. V., Channell, J.E.T., 1996. Evolution of Pangea: Paleomagnetic constraints from the Southern Alps, Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 140, 97–112. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(96\)00038-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00038-6)

- Muttoni, G., Kent, D. V., Garzanti, E., Brack, P., Abrahamsen, N., Gaetani, M., 2003. Early Permian Pangea 'B' to Late Permian Pangea 'A.' *Earth and Planetary Science Letters* 215, 379–394. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00452-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00452-7)
- Olaussen, S., Larsen, B.T., Steel, R., 1994. The Upper Carboniferous–Permian Oslo Rift: Basin Fill in Relation to Tectonic Development. *Canadian Society Pet. Geol. Mem. Canada* 17, 175–497.
- Olivier, P., Druguet, E., Castaño, L.M., Gleizes, G., 2016. Granitoid emplacement by multiple sheeting during Variscan dextral transpression: The Saint-Laurent - La Jonquera pluton (Eastern Pyrenees). *Journal of Structural Geology* 82, 80–92. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.10.006>
- Opdyke, N.D., Giles, P.S., Utting, J., 2014. Magnetic polarity stratigraphy and palynostratigraphy of the Mississippian-Pennsylvanian boundary interval in eastern North America and the age of the beginning of the Kiaman. *Bulletin of the Geological Society of America* 126, 1068–1083. <https://doi.org/10.1130/B30953.1>
- Ouillon, G., Ducorbier, C., Sornette, D., 2008. Automatic reconstruction of fault networks from seismicity catalogs: Three-dimensional optimal anisotropic dynamic clustering. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 113, 1–15. <https://doi.org/10.1029/2007JB005032>
- Ottone, E.G., 1996. Devonian palynomorphs from the Los Monos Formation, Tarija Basin, Argentina. *Palynology* 20:101-151.
- Ozdemir, O., Dunlop, D.J., 2014. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 2582–2594. <https://doi.org/10.1002/2013JB010739>.
- Padula, E. y Reyes, F., 1958. Contribución al léxico estratigráfico de las Sierras Subandinas. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales de Bolivia* 1 (1): 9-70.
- Palit, A., Williams, M.A., Turley, G.A., Renkawitz, T., Weber, M., 2017. Femur First navigation can reduce impingement severity compared to traditional free hand total hip arthroplasty. *Sci. Rep.* 7, 1–9. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-07644-4>
- Parrish, J.T., 1998. *Interpreting pre-Quaternary climate from the geologic record*. Columbia University Press.
- Pastor-Galán, D., Ursem, B., Meere, P.A., Langereis, C., 2015. Extending the Cantabrian Orocline to two continents (from Gondwana to Laurussia). *Paleomagnetism from South Ireland*. *Earth and Planetary Science Letters* 432, 223–231. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.10.019>
- Pérez-Leyton, M., 1990. Miospores du Dévonien moyen et supérieur de la Coupe de Bermejo-La Angostura (Sud-Est de la Bolivie). *Annales de la Société Géologique de Belgique* 113(2): 373-389-Liège.
- Peysner, C.E., Poulsen, C.J., 2008. Controls on Permo-Carboniferous precipitation over tropical Pangaea: A GCM sensitivity study. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 268, 181–192. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.03.048>
- Pokorný, J., Pokorný, P., Suza, P., Hroudá, F., 2011. A Multi-Function Kappabridge for High Precision Measurement of the AMS and the Variations of Magnetic Susceptibility with Field, Temperature and Frequency, in: *The Earth's Magnetic Interior*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 293–301. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0323-0_20
- Press, W.H., Flannery, B.P., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T., 1986. *Numerical recipes: The art of scientific computing*. Cambridge U. Press, Cambridge, MA.
- Pringle, J.K., Howell, J.A., Hodgetts, D., Westerman, A.R., Hodgson, D.M., 2006. Virtual outcrop models of petroleum reservoir analogues: A review of the current state-of-the-art. *First Break* 24, 33–42. <https://doi.org/10.3997/1365-2397.2006005>
- Rabin, M., Trap, P., Carry, N., Fréville, K., Cenki-Tok, B., Lobjoie, C., Goncalves, P., Marquer, D., 2015. Strain partitioning along the anatectic front in the Variscan Montagne Noire massif (southern French Massif Central). *Tectonics* 34, 1709–1735. <https://doi.org/10.1002/2014TC003790>
- Rakotosolofo, N. a., Tait, J. a., Carlotto, V., Cárdenas, J., 2006. Palaeomagnetic results from the Early Permian Copacabana Group, southern Peru: Implication for Pangaea palaeogeography. *Tectonophysics* 413, 287–299. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.10.043>

- Ramos, V.A., Jordan, T., Allmendinger, R.W., Kay, S.M., Cortés, J., Palma, M., 1984. Chileña: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales., in: 9o Congreso Geológico Argentino Actas 2. pp. 84–106.
- Rapalini, A.E., Fazzito, S., Orué, D., 2006. A new late Permian paleomagnetic pole for stable South America: The independencia group, eastern Paraguay. *Earth, Planets Sp.* 58, 1247–1253. <https://doi.org/10.1186/BF03352620>
- Reshef, D.N., Reshef, Y.A., Finucane, H.K., Grossman, S.R., McVean, G., Turnbaugh, P.J., Lander, E.S., Mitzenmacher, M., Sabeti, P.C., 2011. Detecting novel associations in large data sets. *Science* (80-.). 334, 1518–1524. <https://doi.org/10.1126/science.1205438>
- Reyes, F.C., 1972. On the Carboniferous and Permian of Bolivia and Northwestern Argentina. *Academia Brasileira de Ciências Anais*, 44 (suplemento): 261-277.
- Reynolds, B.R.L., Goldhaber, M.B., Snee, L.W., G, U.S.G.S.B., 1997. Paleomagnetic and 40 Ar / 39 Ar Results from the Grant Intrusive Breccia and Comparison to the Permian Downeys Bluff Sill — Evidence for Permian Igneous Activity at Hicks Dome , Southern Illinois Basin. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 2094, 16 pp.
- Riquelme, A.J., Abellán, A., Tomás, R., 2015. Discontinuity spacing analysis in rock masses using 3D point clouds. *Eng. Geol.* 195, 185–195. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2015.06.009>
- Riquelme, A.J., Abellán, A., Tomás, R., Jaboyedoff, M., 2014. A new approach for semi-automatic rock mass joints recognition from 3D point clouds. *Computers and Geosciences* 68, 38–52. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2014.03.014>
- Roberts, A.P., Cui, Y., Verosub, K.L., 1995. Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 100, 17909–17924. <https://doi.org/10.1029/95JB00672>
- Robertson, D.J., France, D.E., 1994. Discrimination of remanence-carrying minerals in mixtures, using isothermal remanent magnetisation acquisition curves. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 82, 223–234. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(94\)90074-4](https://doi.org/10.1016/0031-9201(94)90074-4)
- Rocha-Campos, A.C., dos Santos, P.R., Canuto, J.R., 2008. Late Paleozoic glacial deposits of Brazil: Paraná Basin, in: Special Paper 441: Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space. Geological Society of America, pp. 97–114. [https://doi.org/10.1130/2008.2441\(07\)](https://doi.org/10.1130/2008.2441(07))
- Rochette, P., & Vandamme, D. (2001). Pangea B: an artifact of incorrect paleomagnetic assumptions?. *Annals of Geophysics*, 44(3).
- Roperch, P., Fornari, M., Hérail, G., Parraguez, G. V., 2000. Tectonic rotations within the Bolivian Altiplano: Implications for the geodynamic evolution of the central Andes during the late Tertiary. *Journal of Geophysical Research* 105, 795. <https://doi.org/10.1029/1999JB900311>
- Roperch, P., Sempere, T., Macedo, O., Arriagada, C., Fornari, M., Tapia, C., García, M., Laj, C., 2006. Counterclockwise rotation of late Eocene-Oligocene fore-arc deposits in southern Peru and its significance for oroclinal bending in the central Andes. *Tectonics* 25, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2005TC001882>
- Rygel, M.C., Fielding, C.R., Frank, T.D., Birgenheier, L.P., 2008. The Magnitude of Late Paleozoic Glacioeustatic Fluctuations: A Synthesis. *Journal Sedimentary Research* 78, 500–511. <https://doi.org/10.2110/jsr.2008.058>
- Salfity, J., Azcuy, C.L., López Gamundi, O., Valencio, D.A., Vilas, J., Cuerda, A. y Laffitte, G., 1987. Cuenca Tarija. En Archangelsky, S. (ed.). *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, 15-37, Córdoba.
- Santangelo, M., Marchesini, I., Cardinali, M., Fiorucci, F., Rossi, M., Bucci, F., Guzzetti, F., 2015. A method for the assessment of the influence of bedding on landslide abundance and types. *Landslides* 12, 295–309. <https://doi.org/10.1007/s10346-014-0485-x>
- Scheidegger, A.E., 1965. On the statistics of the orientation of bedding planes, grain axes, and similar sedimentological data. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 525, 164–167.
- Schmidt, P.W., 1985. Bias in converging great circle methods. *Earth and Planetary Science Letters* 72, 427–432. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(85\)90063-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(85)90063-9)

- Schulz, A., Santiago, M., Hernández, R., Galli, C., Alvarez, L., del Papa, C., 1999. Modelo estratigráfico del Carbonífero en el sector sur de la cuenca de Tarija. 4 Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mar del Plata, Actas. 2, pp. 695–704.
- Schlatter, L. y Nederloff, M., 1966. Bosquejo de la geología y paleogeografía de Bolivia. Servicio Geológico de Bolivia, Boletín, 8: 1-49.
- Seers, T.D., Hodgetts, D., 2016a. Extraction of three-dimensional fracture trace maps from calibrated image sequences. *Geosphere* 12, 1323–1340. <https://doi.org/10.1130/GES01276.1>
- Seers, T.D., Hodgetts, D., 2016b. Probabilistic constraints on structural lineament best fit plane precision obtained through numerical analysis. *Journal of Structural Geology* 82, 37–47. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.11.004>
- Seers, T.D., Hodgetts, D., 2014. Comparison of digital outcrop and conventional data collection approaches for the characterization of naturally fractured reservoir analogues. *Geological Society Special Publication*. 374, 51–77. <https://doi.org/10.1144/SP374.13>
- Sempere, T., 1990. Cuadros Estratigráficos de Bolivia: Propuestas Nuevas. ORSTOM, Informe N°. 20, p. 1-26. La Paz.
- Sempere, T., Aguilera, E., Doubinger, J., Janvier, P., Lobo, J., Oller, J. y Wenz, S. 1992. La Formation de Vitiacua (Permien Moyen a superieur Trias? Inferieur, Bolivie du sud): stratigraphy, palynologie et paleontology. *Neues Jahrbuch fur Geologie und palaontologie. Abhandlungen* 185: 239-253.
- Sempere, T., Carlier, G., Soler, P., Fornari, M., Rosas, S., Jacay, J., Arispe, O., Ne, D., 2002. Late Permian–Middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics. *Tectonophysics*, 345(1-4), 153-181.
- Seton, M., Müller, R.D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner, M., Maus, S., Chandler, M., 2012. Global continental and ocean basin reconstructions since 200Ma. *Earth-Science Reviews*. 113, 212–270. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.03.002>
- Shelley, D., Bossiere, G., Martinez Catalan, J.R., Hatcher Jr., R.D., Arenas, R., Diaz Garcia, F., 2002. Megadisplacements and the Hercynian Orogen of Gondwanan France and Iberia. *Special Paper - Geological Society of America* 364, 209–222.
- Sierra-Rojas, M.I., Molina-Garza, R.S., 2018. Detrital and early chemical remanent magnetization in redbeds and their rock magnetic signature: Zicapa Formation, southern Mexico. *Geophysical Journal International*. 213, 1701–1719. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy076>
- Slob, S., van Knapen, B., Hack, H.R.G.K., Turner, K., Kemeny, J., 2005. Method for Automated Discontinuity Analysis of Rock Slopes with Three-Dimensional Laser Scanning. *Transp. Res. Rec.* 1913, 187–194. <https://doi.org/10.3141/1913-18>
- Somoza, R., Singer, S., Coira, B., 1996. Paleomagnetism of upper Miocene ignimbrites at the Puna: An analysis of vertical-axis rotations in the Central Andes, *Journal of Geophysical Research*. <https://doi.org/10.1029/95JB03467>
- Somoza, R., Tomlinson, A., 2002. Paleomagnetism in the Precordillera of northern Chile (22°30'S): Implications for the history of tectonic rotations in the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 194, 369–381. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00548-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00548-9)
- Speed, T., 2011. A correlation for the 21st century. *Science* (80-.). 334, 1502–3. <https://doi.org/10.1126/science.1215894>
- Stanley, S.M., Powell, M.G., 2003. Depressed rates of origination and extinction during the late Paleozoic ice age: A new state for the global marine ecosystem. *Geology*, 31(10), 877-880.
- Starck, D., Gallardo, E. y Schulz, A., 1993 a. Neopaleozoic stratigraphy of the Sierras Subandinas Occidentales and Cordillera Oriental, Argentina. 12° International Congress Carboniferous - Permian, *Comptes Rendus*, 2: 353-372, Buenos Aires.
- Starck, D., Gallardo, E. y Schulz, A., 1993 b. The pre-Carboniferous unconformity in the Argentine portion of the Tarija Basin. 12 International Congress Carboniferous-Permian, *Comptes Rendus* 2: 373-384.

- Starck, D., 1995. Silurian-Jurassic Stratigraphy and Basin Evolution of Northwestern Argentina. *American Association of Petroleum Geology Bulletin* 251–267.
- Starck, D., Rodríguez, A., Constantini, L., 2002. Los reservorios de las formaciones Tupambi, Tarija, Las Peñas y San Telmo. en: Schiuma, M., Hinterwimmer, G., Vergani, G. (Eds.), *Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina*. Instituto Argentino del Petróleo y Gas, Buenos Aires, pp. 699-716.
- Starck, D., del Papa, C., 2006. The northwestern Argentina Tarija Basin: Stratigraphy, depositional systems, and controlling factors in a glaciated basin. *Journal of South American Earth Sciences*. 22, 169–184. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.09.013>
- Steiner, M.B., 2006. The magnetic polarity time scale across the Permian-Triassic boundary. *Geological Society, London, Special Publications* 265, 15–38. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.265.01.02>
- Stollhofen, H., Werner, M., Stanistreet, I.G., Armstrong, R.A., 2008. Single-zircon U-Pb dating of Carboniferous-Permian tuffs, Namibia, and the intercontinental deglaciation cycle framework. *Geological Society of America Special Papers* 441, 83–96. [https://doi.org/10.1130/2008.2441\(06\)](https://doi.org/10.1130/2008.2441(06)).
- Suarez Riglos, M. y Dalenz Farjat A., 1993. Pteromorphia (Bivalvia) Noriano de la Formación Vitiacua, del área de Villamontes (Tarija). (in: R.Suárez-Soruco (ed.) *Fósiles y Facies de Bolivia*, Vol. II - Invertebrados y Paleobotánica). *Revista Técnica de YPF*, 13/14 (1-4): 155-160, Santa Cruz de la Sierra.
- Suárez-Soruco, R., and López-Pugliesi, M., 1983, Formación Saipuru, nuevo nombre formacional para representar a los sedimentos superiores del Ciclo Cordillerano (Devónico Superior–Carbónico Inferior), Bolivia: *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales de Bolivia*, La Paz, v. 9, no. 1–4, p. 189–202.
- Suárez Soruco, R., Lobo Boneta, J., 1983. La fase compresiva eohercínica en el sector oriental de la Cuenca Cordillerana de Bolivia. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos* 9(1-4): 189-202- Santa Cruz de la Sierra.
- Suarez Soruco, R. y Díaz Martínez, E., 1996. *Léxico Estratigráfico de Bolivia*. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, 17 (1–2), 227, Cochabamba.
- Tabor, N.J., Poulsen, C.J., 2008. Palaeoclimate across the Late Pennsylvanian-Early Permian tropical palaeolatitudes: A review of climate indicators, their distribution, and relation to palaeogeographic climate factors. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 268, 293–310. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.03.052>
- Tan, X., Kodama, K.P., 2003. An analytical solution for correcting palaeomagnetic inclination error. *Geophysical Journal International*. 152, 228–236. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01848.x>
- Tan, X., Kodama, K.P., Fang, D., 2002. Laboratory depositional and compaction-caused inclination errors carried by haematite and their implications in identifying inclination error of natural remanence in red beds. *Geophysical Journal International*. 151, 475–486. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01794.x>
- Tauxe, L., 2010. *Essentials of paleomagnetism*. Univ. of California Press, California.
- Tauxe, L., Kent, D., 2004. A simplified statistical model for the geomagnetic field and the detection of shallow bias in paleomagnetic inclinations: Was the ancient magnetic field dipolar. *Timescales Paleomagn. Field*, 145, 101–115. <https://doi.org/10.1029/145GM08>
- Tauxe, L., Kent, D. V., 1984. Properties of a detrital remanence carried by haematite from study of modern river deposits and laboratory redeposition experiments. *Geophysical Journal International*. 77, 543–561.
- Tauxe, L., Kylastra, N., Constable, C., 1991. Bootstrap Statistics for Paleomagnetic Data. *Journal of Geophysical Research* 96, 723–740.
- Tauxe, L., Shaar, R., Jonestrask, L., Swanson-Hysell, N.L., Minnett, R., Koppers, A.A.P., Constable, C.G., Jarboe, N., Gaastra, K., Fairchild, L., 2016. PmagPy: Software package for paleomagnetic data analysis and a bridge to the Magnetics Information Consortium (MagIC) Database. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 1000–1019. <https://doi.org/10.1002/2016GC006307>
- Tauxe, L., Watson, G.S., 1994. The foldtest: an eigen analysis approach. *Earth and Planetary Science Letters* 122, 331–341.

- Telling, J., Lyda, A., Hartzell, P., Glennie, C., 2017. Review of Earth science research using terrestrial laser scanning. *Earth-Science Reviews*. 169, 35–68. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.04.007>
- Tohver, E., Lanci, L., Wilson, a., Hansma, J., Flint, S., 2015. Magnetostratigraphic constraints on the age of the lower Beaufort Group, western Karoo basin, South Africa, and a critical analysis of existing U-Pb geochronological data. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 4494–4506. <https://doi.org/10.1002/2015GC006070>.Received
- Tomezzoli, R.N., 2009. The Apparent Polar Wander Path for South America during the Permian–Triassic. *Gondwana Research*. 15, 209–215. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.10.005>
- Tomezzoli, R.N., 2001. Further palaeomagnetic results from the Sierras Australes fold and thrust belt, Argentina. *Geophysical Journal International*. 147, 356–366. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540X.2001.01536.x>
- Tomezzoli, R.N., Melchor, R.N., MacDonald, W.D., 2006. Tectonic implications of post-folding permian magnetizations in the Carapacha Basin, La Pampa province, Argentina. *Earth, Planets Space*. 58, 1235–1246. <https://doi.org/10.1186/BF03352619>
- Tomezzoli, R.N., Rapalini, A.E., de Luchi, M.G.L., Martínez Dopico, C., 2013. Further evidence of widespread permian remagnetization in the North Patagonian massif, Argentina. *Gondwana Research*. 24, 192–202. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.08.019>
- Tomezzoli, R.N., Saint Pierre, T., Valenzuela, C., 2009. New palaeomagnetic results from Late Paleozoic volcanic units along the western Gondwana margin in La Pampa, Argentina. *Earth, Planets Space*. 61, 183–189.
- Tomezzoli, R.N., Vilas, J.F., 1999. Palaeomagnetic constraints on the age of deformation of the Sierras Australes thrust and fold belt, Argentina. *Geophysical Journal International*. 138, 857–870. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00914.x>
- Tomezzoli, R.N., 1996. Estratigrafía del Grupo Cuevo (Pérmico-Triásico) y del Grupo Tacurú (Jurásico) en las márgenes del Río Bermejo, (Orán, Salta y Tarija, Bolivia). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51 (1-4): 37-50.
- Torcq, F., Besse, J., Vaslet, D., Marcoux, J., Ricou, L., Halawani, M., Basahel, M., 1997. Paleomagnetic results from Saudi Arabia and the Permo-Triassic Pangea configuration. *Earth and Planetary Science Letters* 148, 553–567. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00047-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00047-2)
- Torsvik, T.H., Cocks, L.R.M., 2013. Gondwana from top to base in space and time. *Gondwana Research*. 24, 999–1030. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.06.012>
- Torsvik, T.H., Van der Voo, R., 2002. Refining Gondwana and Pangea palaeogeography: Estimates of Phanerozoic non-dipole (octupole) fields. *Geophysical Journal International*. 151, 771–794. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01799.x>
- Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P. V., van Hinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.J.A., Cocks, L.R.M., 2012. Phanerozoic Polar Wander, Palaeogeography and Dynamics. *Earth-Science Reviews*. 114, 325–368. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.007>
- Tripaldi, A., Limarino, C.O., 2008. Ambientes De Interaccion Eolica-Fluvial En Valles Intermontanos: Ejemplos Actuales y Antiguos. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*. 15, 43–66.
- Turner, J. C. y Méndez, V., 1975. Geología del sector oriental de los departamentos de Santa Victoria e Iruyá, provincia de Salta, Argentina. *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* 51: 11-24.
- Turner, J., 1979, *Geología Regional Argentina*: Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina, 1717 p.
- Uba, C.E., Kley, J., Strecker, M.R., Schmitt, A.K., 2009. Unsteady evolution of the Bolivian Subandean thrust belt: The role of enhanced erosion and clastic wedge progradation. *Earth and Planetary Science Letters* 281, 134–146. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.02.010>
- Ulrich, A., 1892, *Paleozoische Versteinerungen aus Bolivien: Neues Jahrbuch für Geologie und*, v. 8, p. 5–116.
- Van der Voo, R., 1990a. Phanerozoic paleomagnetic poles from Europe and North America and comparisons with continental reconstructions. *Reviews of Geophysics*. 28, 167–206. <https://doi.org/10.1029/RG028i002p00167>

- Van der Voo, R., 1990b. The reliability of paleomagnetic data. *Tectonophysics* 184, 1–9. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90116-P](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90116-P)
- Van Der Voo, R., Torsvik, T.H., 2001. Evidence for late paleozoic and mesozoic non-dipole fields provides an explanation for the Pangaea reconstruction problems. *Earth and Planetary Science Letters* 187, 71–81. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00285-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00285-0)
- Van Hinsbergen, D.J.J., Mensink, M., Langereis, C.G., Maffione, M., Spalluto, L., Tropeano, M., Sabato, L., 2014. Did Adria rotate relative to Africa? *Solid Earth* 5, 611–629. <https://doi.org/10.5194/se-5-611-2014>
- Vasuki, Y., Holden, E.J., Kovesi, P., Micklethwaite, S., 2014. Semi-automatic mapping of geological Structures using UAV-based photogrammetric data: An image analysis approach. *Computers and Geosciences* 69, 22–32. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2014.04.012>
- Veevers, J.J., Powell, C.M., 1987. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. *Bulletin of the Geological Society of America*. 4, 475–487. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1987\)98<475](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)98<475)
- Vesely, F.F., Rodrigues, M.C.N.L., da Rosa, E.L.M., Amato, J.A., Trzaskos, B., Isbell, J.L., Fedorchuk, N.D., 2018. Recurrent emplacement of non-glacial diamictite during the late Paleozoic ice age. *Geology* 46, 615–618. <https://doi.org/10.1130/G45011.1>
- Viera, A.F., Hernández, R.M., 2001. Carboniferous Stratigraphic Analysis in the Subandean Foothills and Plains of Tarija Basin, Bolivia (AAPG Annual Meeting Abstracts).
- Vistalli, M. C., 1989. Cuenca Siluro - Devónica del Noroeste. En: G. A. Chebli y L. A. Spalleti (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica* 6: 19-42.
- Vreumingen, M.J. Van, 1993. The influence of salinity and flocculation upon the acquisition of remanent magnetization in some artificial sediments. *Geophysical Journal International*, 114(3), 607-614.
- Wang, X., Zou, L., Shen, X., Ren, Y., Qin, Y., 2017. A region-growing approach for automatic outcrop fracture extraction from a three-dimensional point cloud. *Computers and Geosciences* 99, 100–106. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.11.002>
- Wang, Y., Ouillon, G., Woessner, J., Sornette, D., Husen, S., 2013. Automatic reconstruction of fault networks from seismicity catalogs including location uncertainty. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 118, 5956–5975. <https://doi.org/10.1002/2013JB010164>
- Wanless, H. R. Shepard, F.P., 1936. Sea level and climatic changes related to late Paleozoic cycles. *Bulletin of the Geological Society of America*. 47, 1177–1206. <https://doi.org/10.1130/GSAB-47-1177>
- Waterhouse, J.B., Shi, G.R., 2010. Evolution in a cold climate. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 298, 17–30. <https://doi.org/10.1016/J.PALAEO.2010.08.022>
- Watson, G.S., 1983. Large sample theory of the Langevin distribution. *J. Stat. Plan. Inference* 8, 245–256. [https://doi.org/10.1016/0378-3758\(83\)90043-5](https://doi.org/10.1016/0378-3758(83)90043-5)
- Wegener, A., 1915. *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. On the Origin of Continents and Oceans*, English translation of 3rd edition by J. G. A. Skerl (1924), Methuen, London. 212 pp.
- White, K.O., 1923. Detailed reconnaissance of the Candado Range and the Tarija Valley, between the Pescado River and the Mouth of the Itau River with supplementary data on the San telmo Range, SE Bolivia and NW Argentina. Standard oil Co. of Bolivia. Informe Inédito.
- Wicander, R., y Playford, G., 2013. Marine and terrestrial palynofloras from transitional Devonian–Mississippian strata, Illinois Basin, USA. *Boletino Geológico y Minero*, 124, 589-637.
- Wilson, C.E., Aydin, A., Karimi-Fard, M., Durlflosky, L.J., Sagy, A., Brodsky, E.E., Kreylos, O., Kellogg, L.H., 2011. From outcrop to flow simulation: Constructing discrete fracture models from a LIDAR survey. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*. 95, 1883–1906. <https://doi.org/10.1306/03241108148>
- Wood, S.N., Pya, N., Säfken, B., 2016. Smoothing Parameter and Model Selection for General Smooth Models. *Journal of the American Statistical Association*. 111, 1548–1563. <https://doi.org/10.1080/01621459.2016.1180986>

- Woodcock, N.H., 1977. Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. *Bulletin of the Geological Society of America* 88, 1231–1236. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<1231:SOF SUA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<1231:SOF SUA>2.0.CO;2)
- Wopfner, H., Casshyap, S.M., 1997. Transition from freezing to subtropical climates in the Permo-Carboniferous of Afro-Arabia and India, in: Martini, I.P. (Ed.), *Late Glacial and Postglacial Environmental Changes: Quaternary, Carboniferous-Permian, and Proterozoic*. New York, pp. 192–212.
- Yamaji, A., Sato, K., Tonai, S., 2010. Stochastic modeling for the stress inversion of vein orientations: Paleostress analysis of Pliocene epithermal veins in southwestern Kyushu, Japan. *Journal of Structural Geology* 32, 1137–1146. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.07.001>
- Yokoyama, E., Brandt, D., Tohver, E., Trindade, R.I.F., 2014. Palaeomagnetism of the Permo-Triassic Araguinha impact structure (Central Brazil) and implications for Pangean reconstructions. *Geophysical Journal International*. 198, 154–163. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu125>
- Yuan, K., Van Der Voo, R., Bazhenov, M.L., Bakhmutov, V., Alekhin, V., Hendriks, B.W.H., 2011. Permian and Triassic palaeolatitudes of the Ukrainian shield with implications for Pangea reconstructions. *Geophysical Journal International*. 184, 595–610. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04889.x>
- Ziegler, A.M., Eshel, G., Rees, P.M., T., R., Rowley, D.B., Sunderlin, D., 2003. Tracing the tropics across land and sea: Permian to present. *Lethaia*. <https://doi.org/10.1080/00241160310004657>

Material Suplementario

Tabla 4.1. Polos paleomagnéticos de Gondwana filtrados por calidad. Los datos se seleccionaron siguiendo los criterios de *Van der Voo* [1990] de tres o más.

Entry = número de referencia del dato paleomagnético (de rocas ígneas o sedimentarias corregidas por compatactación [negrita] y de rocas sedimentarias [fuente regular]). Continental domain = Localización del sitio de acuerdo a las divisiones de Torsvik et al. (2012). A95 = radio del 95% de confianza alrededor de la media. RSLat/RSLong = Sitio de muestreo rotado a coordenadas de Sudáfrica. RPLat/RPLong = Polo rotado a coordenadas de Sudáfrica. SPLat/SPLong = Coordenadas de las normales a los círculos SP que conecta la localidad de muestreo con el polo sesgado. WA = Ventana Etaria, en Ma. Slat/Slong = Coordenadas del Sitio. Plat/Plong = Coordenadas del Polo.

Entrada	Time slice / rock unit	Terrane	A95	RSLong	RSLat	RPLong	RPLat	SPLong	SPLat	Slat	Slong	Plat	Plong	WA	GPDB
															RefNo/Reference
Late Devonian -Early Carboniferous (372 - 330 Ma)															
1	Canning Basin reef complexes	Australia	14.6	91.71	-8.75	10.7	-9.9	47.0	77.8	-18.5	126	-62	23.2	383/331	2942
2	Hervey Group	Australia	15	89.33	-34.27	9.6	-2.3	96.2	55.5	-33.5	148	-54.4	24.1	372/359	1579
3	Worange Point Formation	Australia	7.1	85.74	-36.82	11.4	-18.7	75.0	52.7	-37	150	-70.8	19.7	375/359	2191
4	Silver Hills Volcanics (C3)	Australia	4.1	98.9	-28.92	11.2	-10.9	81.7	60.0	-23.5	147.5	-63.1	23.8	372/347	3266
5	Beni-Zireg Limestones (HTb Component)	NW Africa	4.5	358.44	31.01	21.7	-19.4	103.1	22.9	31.9	-1.8	-25.3	21.1	372/359	2521
6	Beni-Zireg Limestones (ITb Component)	NW Africa	1.5	358.44	31.01	23.3	-25.4	102.4	21.8	31.9	-1.8	-19.2	19.8	359/347	2521
7	Tin Serririne basin intrusive rocks	NW Africa	7.5	7.34	20.38	33.1	-18.6	110.9	32.2	21	7	-18.8	31.2	347±8	(Derder et al., 2006)

	A95	PLat	PLong	N
Polo Dipolar Puro	5.1	-12.5	17.5	7

Media Gondwana Occidental	10.5	-21.2	26	3		
Media Gondwana Oriental	7.7	-10.5	10.7	4		
Paleomagnetic Mean (GAD formula)	8.7	-15.2	17.1	7		
	Zeta	Zeta Dec	Zeta Inc	Eta	Eta Dec	Eta Inc
Estadísticas del bootstrap	0.1	117.1	36.9	0.05	272.1	50.3
Elongacion de la itersección bootstrapeada = 5						
Parámetro de Forma = 0.58						

Late Carboniferous (323.2 - 298.9 Ma)		A95	RSLong	RSLat	RPLong	RPLat	SPLong	SPLat	Slat	Slong	Plat	Plong	WA	GPDB RefNo/Reference	
8	Newcastle Range Volcanics	Australia	5.1	101.6	-23.2	48.7	-31.3	56	58.5	-18.5	143.5	-63.4	125.0	317±6	(Anderson and Lackie, 2003)
9	Star of Hope Formation Volcanics	Australia	10.8	98.9	-28.9	58.1	-16.5	117.5	59.8	-20.6	147.2	-66.9	307.5	323/283	3266
10	Featherbed Volcanics c (I-type suite)	Australia	9.7	103.4	-23.6	64.3	-19.0	102.3	66.4	-17.5	145.0	-40.4	113.5	307/303	3266
11	Reggane sediments	NW Africa	4.7	0.8	25.7	46.9	-25.9	113.7	39	26.5	0.4	-26.5	44.7	323/307	3402
12	Hassi Bachir Formation	NW Africa	2.0	2.2	25.6	58.0	-31.8	116.2	40.3	26.6	1.8	-32.8	55.7	323/315	(Derder et al., 2009)
13	Sediments, Algeria	NW Africa	9.1	359.7	32.2	60.0	-25.7	124.3	42	32.0	2.5	-26.7	57.9	331/307	1794
14	Edjeleh Fold	NW Africa	4.2	9.8	26.9	61.0	-27.2	125.2	40.2	27.7	10.0	-28.3	58.9	315/307	3484
15	Murzuq basin	NE Africa	5.4	11.4	23.0	59.6	-25.7	123.9	42	23.5	11.8	-25.2	59.9	315/307	(Amenna et al., 2014)
16	Lower Tiguentourine Formation	NW Africa	4.1	9.3	27.1	63.7	-32.7	123.2	38.3	29.5	34.5	-25.6	64	307/283	2728
17	Mezarif and Abadla basins	NW Africa	3.8	358.8	30.5	58.6	-28.3	120.2	41.5	31.4	358.5	-29.3	56.4	303/299	(Merabet et al., 2005)
18	Abu Durba Sediments	Arabia	7.1	32.8	27.5	55.9	-30.4	133.7	19.9	29.5	34.5	-25.6	64	315/299	2784
19	Parana Basin, Brazil	Amazonia	3.3	9.1	-19.5	55.0	-34.3	68.8	54.9	27.17	-49.58	-63.2	347.5	323/298	(Franco et al., 2012)
20	Santa Fe group, Brazil	Amazonia	4.1	5.7	-9.4	49.9	-40.6	86.8	43	-17	-46	-65.7	330.9	323/298	(Brandt et al., 2009)

21 Dwyka System South Africa 12.0 29.5 -18.0 64.8 -27.3 82.7 61.5 -18.0 29.5 -27.3 64.8 307/290 3489

	A95	PLat	PLong	N			
Polo Dipolar Puro	7.9	-29.5	60.4	14			
Media Gondwana Occidental	3.4	-30.2	57.7	11			
Media Gondwana Oriental	9	-23.2	57.2	3			
Media paleomagnética (según fórmula GAD)	3.2	-28.7	57.6	14			
	Zeta	Zeta Dec	Zeta Inc	Eta	Eta Dec	Eta Inc	
Estadísticas del bootstrap	0.05	173.9	34.8	0.2	301.2	41.1	
Elongación de la media bootstrapeada = 12							
Parámetro de Forma= 1.13							

														GPDB	
Early Permian (~290 – 269 Ma)		A95	RSLong	RSLat	RPLong	RPLat	SPLong	SPLat	Slat	Slong	Plat	Plong	WA	RefNo/Reference	
22	Newcastle Range Volcs (C2)	Australia	16.8	101.74	-23.21	87.7	-26.6	62.6	61.1	-18.3	143.77	-30.9	139.7	293±3	(Anderson and Lackie, 2003)
23	Mount Leyshon Intrusive Complex	Australia	3	101.36	-26.27	74.2	-30.4	68.1	59.5	20.25	146.3	-43.2	137.3	286±6	3531
24	Tuckers Igneous Complex	Australia	6.3	101.62	-26.35	71.2	-35.7	52.3	52.8	-20.1	146.5	-47.5	143	286±6	3531

25	Jebel Nehoud Ring Complex	NE Africa	6	30.04	14.37	71.2	-41.2	129.0	31.3	14.9	30.5	-40.8	71.3	282±2	3504
26	Serie d'Abadla, Upper Unit	NW Africa	55	357.58	30.08	62.1	-27.9	121.5	43.9	31	-2.7	-29	60	299/272	1459
27	Combined Sakoa Rakotosolofo et al. 1999	Madagascar	9.5	41.08	-8.76	63.5	-37.1	125.6	31.7	-23.8	44.7	-51.3	72.6	315/292	3329
27	San Roberto	Colorado	11	7.28	-35.21	84.4	-32.6	42.3	49.2	-38	294	-70	49	290/269	2006
29	Rio Curacó	Colorado	5	7.28	-35.21	64.3	-28.5	22.3	53.8	-38	294	-64	5	290/269	2006
30	Sierra Chica (1-10ce)	Colorado	8	7.93	-34.63	78.3	-28.7	33.8	52.5	-38	295	-66.5	34	290/269	2009
31	Tunas I	Parana	5	8.84	-33.3	67.5	-27.1	25.7	55.5	-38	-61.8	-63	13.9	299/272	3295
32	Tunas II	Parana	5	9.27	-33.21	75	-37.1	48.5	49.8	-38.2	-61.4	-74.1	25.9	299/272	3485
33	Featherbed Volcanics combined (A-type suite, a+b+d)	Australia	15	103	-22.7	70	-35.3	45.5	52.1	-17	144	-48.3	142	290/280	3266

(Tomezzoli et al.,

(Tomezzoli et al.,

(Tomezzoli et al.,

	A95	Plat	Plong	N		
Polo Dipolar Puro	3.6	-33.2	63.3	12		
Media Gondwana Occidental	6.5	-32.1	71.7	7		
Eastern Gondwana	8.3	-33.2	73.6	5		
Paleomagnetic Mean (GAD formula)	4.5	-32.5	72.4	12		
	Zeta	Zeta Dec	Zeta Inc	Eta	Eta Dec	Eta Inc

Estadísticas del bootstrap	0.09	151.5	2.7	0.04	57.4	56.7
Elongación de la media bootstrapeada = 3						
Parámetro de Forma= 0.42						

														GPDB			
Late Permian - Early Triassic (~269 - 245 Ma)	A95	RSLong	RSLat	RPLong	RPLat	SPLong	SPLat	Slat	Slong	Plat	Plong	WA	RefNo/Reference				
34	lower Beaufort Group, Ouberg Pass section	South Africa	8.5	20.33	-32.4	80	-48	75.6	41.9	-32.4	20.33	-48	80	269/264	(Lanci et al., 2013)		
35	Karoo Basin	South Africa	7.6	26.1	-32.2	93.7	-50.9	85.7	38.8	-32.2	26.1	-50.9	93.7	259/251	(De Kock and Kirschvink, 2004)		
36	Upper Choiyoi Group, Mendoza	Colorado	3.3	2.78	-34.52	55	-46.6	52.3	43.4	-	-68.5	-73.7	315.6	~264	(Domeier et al., 2011d)		
37	Sierra Chica, La Pampa	Colorado	3.3	2.7	-34.43	68.6	-44.8	51.4	43.9	-	-80.1	-68.47	349	263±2	(Domeier et al., 2011b)		
38	Independencia Group	Amazonia	7	2.14	-20.51	72.9	-47.3	71.9	42.7	-24	304	-81	7	~260	(Rapalini et al., 2006)		
39	Araguinha impact structure	Amazonia	3.6	0.15	-13.21	70.26	-53.00	80.1	36.6	-	-	17.00	307.00	84.20	326.60	254±2.5	(Yokoyama et al., 2014)
40	Dundee Rhyodacite	Australia	6.5	95.15	-35.17	87.6	-40.5	35.9	36.0	-29.3	151.9	-36.9	154.8	252/242	2566		
41	Puesto Viejo Formation Volcanics, Mendoza	Colorado	7.3	2.68	-34.49	58.5	-48.6	55.5	41.4	-	-68.55	-76.7	312.4	~245	(Domeier et al., 2011d)		
42	Buraydah Group, Saudi Arabia	Arabia	3.6	42.25	20.84	57.7	-58.4	135.2	7.6	24	45	-53.2	70.2	244±11	3131		

43	Alto paraguay Province, Brazil	Amazonia	6	359.04	-19.58	60.49	-51.09	72.7	38.3	-21.5	-57.91	-78	-41	241±1.3	(Ernesto et al., 2015)
44	Lower Beafort Group, Abrahamskraal Formation	South Africa	4.2	20.6	-32.7	94.4	-48	77.1	40.7	-32.7	20.6	-48	94.4	255±1	(Tohver et al., 2015)

	A95	Plat	Plong	N		
Polo Dipolar Puro	3.6	-48.2	55.4	11		
Paleomagnetic Mean (GAD formula)	6	-49.6	73	11		
	Zeta	Zeta Dec	Zeta Inc	Eta	Eta Dec	Eta Inc
Estadísticas del bootstrap	0.1	150	4.12	0.02	243.7	41.53
Elongación de la media bootstrapeada = 4						
Parámetro de Forma= 0.43						

Tabla 4.2. Parámetros de Euler usados para las reconstrucciones de la Figura 4.8.

RECONSTRUCTION PARAMETERS FOR PANGEA IN SOUTH AFRICA FRAME			
	NAM (Lat ° /Lon ° /Angle °)	Europe (Lat ° /Lon ° /Angle °)	Reference
Upper Carboniferous ^A	29/0.5/95	6.3/14.9/71.6	This Paper
Early Permian ^A	35.8/355.8/84.8	13.8/13.3/66.5	This Paper
Permo-Triassic	63.2/346.1/79.9	46.1/3.9/58.2	(Labails et al., 2010; Torsvik et al., 2012)
A= paleomagnetic derived fits defined in this paper.			

Table 4.3. Polos de rocas ígneas y corregidos por compactación por sus autores, seleccionados de la base de datos de *Torsvik et al.* [2012].

Entry	Continental domain	A95	European Coordinates		NAM coordinates		South African pre Break-up Pangea ^{A,B}		Age (Ma)	GPDB RefNo/Reference
			Plat	Plong	Rplat	Rplong				
~320 - 300 Ma Laurussia										
Shepody Formation, Nova Scotia	North America	7.7			-27.2	298.3	-28.3	30.2	~317	(Bilardello and Kodama, 2010b)
Mauch Chunk	North America	8.3			-22.6	294.4	-26.8	23.9	~320	(Bilardello and Kodama, 2010a)
Maringouin Formation, Nova Scotia	North America	15.3			-27.9	297.2	-29.5	29.8	~322	(Bilardello and Kodama, 2010b)
Glenshaw Formatcion	North America	3.1			-28.6	299.9	-28.6	32.4	~303	(Kodama, 2009b)
	MEAN	3.9			-26.6	297.4	-28.4	29		

Meijers et al. 2010; Bashkirian (E/I corrected)	Stable Europe	3.6	-38	340	-30.1	50.8	315	323-	(Meijers et al., 2010)
Meijers et al. 2010; Kasimovian - Gzelian (E/I corrected)	Stable Europe	2	-48	342	-34.9	61.3	298	307-	(Meijers et al., 2010)
Wackerfield dyke; England	Stable Europe	3	-49	349	-32.2	64.5	303	180	
Queensferry sill; Scotland	Stable Europe	5.2	-38.3	354	-22.1	59.8	305	2447	
Mount Billinger sill; Sweden	Stable Europe	4	-31	354	-16.6	54.7	299	2211	
Silesia volcanics; Poland	Stable Europe	13.6	-43	354	-25.5	63.3	296	465	
Arendal diabase dykes; Norway	Stable Europe	7.1	-42.5	339.6	-32.8	54.5	297	175	
Ny–Hellesund sills; Norway	Stable Europe	2.9	-39	341	-29.7	52.3	297	626	
Peterhead dyke; Scotland	Stable Europe	1.3	-41	342	-30.5	54.6	297	1535	
	MEAN	8.1	-41.1	346	-28.3	57.2			

~295 -269 Ma Laurussia

Piedmont Mafic Intrusions	North America	10.2			-38.9	300.8	-35.9	41	~289	(Dooley, 1983)
Churchland pluton	North America	16.3			-33.5	306.3	-28.9	40.8	282	1264
	MEAN	15.3			-36.2	303.6	-32.4	40.8		
Lunner dikes; Norway	Stable Europe	2.5	-51	343			-36.4	64.3	271	(Dominguez et al., 2011)
Lunner dikes; Norway	Stable Europe	5.9	-53	344			-37.2	66.8	271	3188
Bohuslan dikes combined; Sweden	Stable Europe	8.6	-51	345			-35.4	65.3	275	1155
Scania melaphyre dikes; Sweden	Stable Europe	11	-54	352			-34.1	71.4	279	2222
Bohemian quartz porphyry; Germany	Stable Europe	7	-37	341			-28.3	50.7	280	3145
Mauchline lavas; Scotland	Stable Europe	14	-47	337			-37.1	57.4	280	3093
Bohemian Massif igneous; Germany	Stable Europe	10	-42	346			-29.0	57.8	280	2356
Oslo volcanics; Norway	Stable Europe	1	-47	337			-37.1	57.4	281	915
Ringerike lavas; Norway	Stable Europe	13.4	-44.6	337.4			-35.4	55.2	281	1830

Sarna alkaline intrusion; Sweden	Stable Europe	6.9	-38	346	-26.2	54.6	281	1735
Trachytes; Ukraine	Stable Europe	6.5	-49.4	359.7	-27.5	71.4	282.6	(Yuan et al., 2011)
Moissey volcanics; France	Stable Europe	6.7	-41	352	-25.1	60.6	285	1205
Intrasudetic Basin volcanics; Poland	Stable Europe	3.2	-43	352	-26.5	62.1	285	3161
Mount Hunneberg Sill; Sweden	Stable Europe	6.3	-38	346	-26.2	54.6	285	2211
North Sudetic Basin volcanics; Poland	Stable Europe	8.1	-42	354	-24.8	62.6	285	3161
Krakov volcanics; Poland	Stable Europe	7.9	-43	345	-30.2	58.1	285	275
Lower Silesia volcanics; Poland	Stable Europe	13.2	-40	352	-24.4	59.8	285	465 (recalculated)
Exeter Lavas; UK	Stable Europe	4	-50	330	-42.6	57.1	286	165
Black Forest volcanics; Germany	Stable Europe	5.9	-49	356	-28.9	69.1	286	170 (recalculated)
Exeter Lavas; UK	Stable Europe	10	-48	343	-34.5	61.4	286	411 (recalculated)
Black Forest rhyolites; Germany	Stable Europe	1	-42	353	-25.3	62.0	286	2941
Stabben Sill; Norway	Stable Europe	2.4	-32	354	-17.3	55.4	291	1540

Saar–Nahe volcanics; Germany	Stable Europe	15.9	-41	349	-26.7	58.8	291	712
Nahe volcanics; Germany	Stable Europe	13	-46	347	-31.2	61.8	291	940
Sudetic Mountain granitoids; Poland	Stable Europe	13	-42	346	-29.0	57.8	293	2446
Great Whin Sill; UK	Stable Europe	4.8	-44	339	-34.1	55.6	294	585
Hadrian's Wall–Pennines Sill and Hett Dike (Whin Sill); UK	Stable Europe	3.5	-32.9	347.1	-21.9	51.4	294	(Liss et al., 2004)
Holy Island Sill and Dyke (Whin Sill); UK	Stable Europe	6.3	-35.4	346.8	-23.9	53.1	294	(Liss et al., 2004)
Nideck–Donon volcanics; France	Stable Europe	4	-47	348	-31.3	63.2	294	1010
Lower Nideck volcanics; France	Stable Europe	19	-42	348	-27.9	59.0	294	174
Cracow volcanics A; Poland	Stable Europe	4.8	-44	355	-25.7	64.7	294	Nawrocki et al. (2008)
Alnwick Sill; High Green and St. Oswalds Chapel Dyke (Whin Sill); UK	Stable Europe	8.1	-47.1	337.1	-37.1	57.5	294	(Liss et al., 2004)
Scania dolerites; Sweden	Stable Europe	6.5	-38	348	-25.1	55.8	294	2222

Scania dolerite dikes; Sweden	Stable Europe	11	-37	354		-21.1	58.9	294	2211
	MEAN	2.2	-43.7	346.9		-29.7	59.8		

~269 -245 Ma Laurrusia

Downey Bluff sill	North America	3.8		-53	308.7			~272	(Reynolds et al., 1997)
Hicks dome breccia	North America	8.6		-54.8	292.1			~272	(Reynolds et al., 1997)
Intrusions Southern Illinois	North America	3.8		-56.3	302.9			~270	(Domeier et al., 2011a)
	MEAN	7.9		-54.9	301.3	-46.5	57		

Tabla 5.1. Resultados paleomagnéticos del Angosto del Río Pilcomayo correspondientes a la componente A (alta temperatura). El a95 asociado al VGP se obtuvo mediante las fórmulas de Khokolov y Hulot (2016). Los sitios de muestreo tienen las siguientes coordenadas: Lat. 21°15'51" S, Long. 63°31'59".

Espesor acumulado	Muestra	In situ		Actitud		Corregido por estructura				Polo Geomagnético Virtual		
		Dec	Inc	Rumbo	Inclinación	Dec	Inc	MAD	MRN (A/m)	Latitud	Longitud	a95
	RS1-2	165.6	-1.4	201	87	197.1	35.3	11.5	0.0003899	-73.8	203.0	32.2
	RS1-3	169.5	-8.8	201	87	188.9	30.5	12.3	0.0005516	-80.2	178.1	34.4
	RS1-4	152.2	-26.5	201	87	161.8	40.5	12.3	0.001156	-73.1	16.9	34.4
	RS1-5	132.9	-29.0	201	87	142.8	51.7	14.4	0.002622	55.2	0	40.3
	RS1-6	144.0	-29.2	201	87	153.1	44.8	9.9	0.002622	-64.9	9.3	27.7
	RS2-2	171.0	-18.3	201	87	178.6	27.2	10.9	0.0003027	-83	105.4	30.5
	RS2-3	139.8	-19.4	201	87	161.4	53.9	5.2	0.001724	-69	-16.4	14.5
	RS2-4	162.0	-26.0	201	87	167.2	32.7	10.8	0.00117	-77.5	40.3	30.2
	RS2-6	152.5	-16.2	201	87	174.5	44.7	8.6	0.002266	-82.9	-19.8	24.1
1370	RP1-2a	221.9	40.0	22.0	48.0	179.1	38.6	18.1	1.8E-03	-89.1	-2.7	57.6
1370	RP1-3a	241.5	41.9	22.0	48.0	184.6	53.0	3.4	4.4E-04	-77.1	-81.0	10.8
1369	RP1-5a	228.1	55.2	22.0	48.0	161.2	47.4	4.5	4.1E-03	-71.5	-0.3	14.3
1369	RP1-5a	233.3	53.0	22.0	48.0	165.2	50.1	6.5	3.9E-03	-73.6	-12.4	20.7
1369	RP1-6a	149.7	52.8	22.0	48.0	134.1	10.2	9.1	6.7E-04	-42.7	39.7	28.9
1368	RP2-2a	228.5	38.7	22.0	45.0	186.4	43.5	10.3	2.4E-04	-82.9	-117.6	32.8
1368	RP2-3a	68.3	48.4	22.0	45.0	359.5	-60.2	9.2	3.8E-05	-70.1	-62.5	29.3
1368	RP2-6a	248.0	29.7	22.0	45.0	210.6	52.4	10.8	2.4E-04	-60.5	-123.7	34.3
1356	RP3-4a	240.6	43.3	17.0	55.0	169.5	53.6	8.6	8.5E-04	-74.2	-30.0	27.3
1356	RP3-5a	243.0	43.7	17.0	55.0	169.0	55.3	3.2	1.3E-03	-72.6	-32.4	10.2
1140	RP6-1a	251.4	18.5	22.0	50.0	221.6	49.0	13.2	3.6E-03	-51.7	-131.8	42.0
1140	RP6-2a	238.0	6.3	22.0	50.0	221.9	31.2	11.6	5.3E-04	-50.3	-152.6	36.9
1140	RP6-3a	157.3	67.7	22.0	50.0	129.1	22.9	15.3	2.2E-03	-40.5	28.8	48.7
1140	RP6-4a	324.9	85.6	22.0	50.0	108.7	43.7	9.9	2.2E-03	-25.2	7.3	31.5
1140	RP6-5a	263.3	33.7	22.0	50.0	208.2	66.3	4.8	3.7E-03	-54.5	-96.1	15.3
1140	RP6-6a	223.1	26.6	22.0	50.0	192.7	32.3	11.6	1.6E-03	-77.5	191.1	36.9
1140	RP6-7a	306.3	45.9	22.0	50.0	56.1	78.0	15.4	3.1E-03	-7.5	-44.5	49.0
1132	RP7-1a	233.3	28.0	23.0	42.0	204.2	40.3	8.3	1.8E-03	-67.5	-144.7	26.4
1132	RP7-2a	138.8	50.6	23.0	42.0	129.4	11.0	13.3	2.3E-03	-38.6	36.7	42.3
1132	RP7-4a	329.9	35.7	23.0	42.0	12.3	60.3	1.5	2.2E-02	26.5	-53.2	4.8
1132	RP7-5a	342.0	31.9	23.0	42.0	17.6	49.9	6.4	2.6E-02	35.3	-45.0	20.4
1132	RP7-6a	353.4	4.1	23.0	42.0	2.8	22.5	3.3	1.8E-02	56.9	-58.5	10.5
1132	RP7-7a	339.9	11.6	23.0	42.0	356.1	36.7	3.4	2.0E-02	48.1	-69.1	10.8
1010	RP9.1A	208.3	49.5	27.0	40.0	170.6	36.3	1.1	5.6E-02	-81.2	32.0	3.5
1008	RP9.2A	209.8	52.2	27.0	40.0	168.6	38.7	1.4	6.8E-02	-79.4	21.6	4.5
1008	RP9.3A	209.7	54.5	27.0	40.0	166.1	39.8	1.1	8.2E-02	-77.1	17.9	3.5
1007	RP9.6A	191.8	47.8	27.0	40.0	163.7	27.0	2.4	5.5E-02	-73.0	48.1	7.6
990	RP10.1a	203.3	47.0	25.0	44.0	167.5	30.8	0.9	1.7E-01	-77.3	46.0	2.9
990	RP10.2a	199.4	47.3	25.0	44.0	165.4	28.9	0.1	1.7E-01	-74.9	47.1	0.3
990	RP10.3a	196.0	45.7	25.0	44.0	165.1	26.0	0.2	1.6E-01	-73.9	52.1	0.6
884	RP10.4a	201.4	46.4	25.0	44.0	167.2	29.4	1.9	1.5E-01	-76.6	48.9	6.0
884	RP10.5a	205.2	46.3	25.0	44.0	169.0	31.5	0.1	1.1E-01	-78.8	47.1	0.3
886	RP10.6a	209.4	46.6	25.0	44.0	170.7	34.0	0.7	1.0E-01	-80.9	41.6	2.2
886	RP10.7a	222.1	51.0	25.0	44.0	170.9	43.4	0.8	1.1E-01	-80.7	-1.0	2.5
955	RP11.1a	223.1	47.4	20.0	42.0	174.7	46.5	0.6	3.6E-01	-82.0	-27.9	1.9
955	RP11.2a	219.8	47.1	20.0	42.0	173.6	44.3	0.9	2.6E-01	-82.5	-13.6	2.9
965	RP11.3a	199.8	50.3	20.0	42.0	161.0	34.8	0.8	2.1E-01	-72.1	30.0	2.5

965	RP11.4	203.1	52.7	20.0	42.0	160.0	37.8	0.6	1.9E-01	-71.3	23.0	1.9
970	RP11.5	242.1	42.5	20.0	42.0	191.2	56.4	1.0	1.1E-01	-71.5	-92.9	3.2
970	RP11.6	216.7	46.4	20.0	42.0	173.0	42.1	2.1	1.1E-01	-82.9	-0.1	6.7
924	RP12.1	195.4	45.9	17.0	42.0	161.5	31.4	0.8	3.3E-01	-72.0	37.2	2.5
924	RP12.2	197.4	42.7	17.0	42.0	165.6	30.5	1.7	4.1E-01	-75.5	43.7	5.4
924	RP12.3	194.6	45.9	17.0	42.0	161.2	31.0	0.5	3.7E-01	-71.6	37.7	1.6
924	RP12.4	194.5	46.8	17.0	42.0	160.3	31.5	1.7	3.6E-01	-70.9	36.0	5.4
924	RP12.5	187.6	55.0	17.0	42.0	149.5	33.1	0.6	3.8E-01	-61.1	27.5	1.9
924	RP12.6	191.9	57.4	17.0	42.0	148.9	36.4	0.6	4.4E-01	-60.9	22.8	1.9
920	RP12.7	222.8	48.8	17.0	42.0	170.9	48.7	1.2	1.0E-01	-78.3	-20.9	3.8
920	RP12.8	212.5	56.2	17.0	42.0	157.2	45.8	0.9	1.0E-01	-68.4	6.0	2.9
884	RP13.1	210.9	52.2	27.0	48.0	164.5	34.1	0.9	2.2E-02	-75.2	34.0	2.9
884	RP13.1	208.1	51.9	27.0	48.0	163.9	32.4	3.9	2.2E-02	-74.4	37.4	12.4
884	RP13.2	208.8	48.9	27.0	48.0	167.2	31.3	2.6	2.3E-02	-77.2	44.2	8.3
884	RP13.3	206.8	53.4	27.0	48.0	161.9	32.4	1.5	2.9E-02	-72.6	35.6	4.8
884	RP13.4	206.1	51.5	27.0	48.0	163.6	31.1	3.3	2.7E-02	-73.9	39.9	10.5
884	RP13.5	208.1	54.0	27.0	48.0	161.7	33.3	1.4	4.5E-02	-72.5	33.4	4.5
884	RP13.6	211.6	53.4	27.0	48.0	163.5	34.9	1.8	4.2E-02	-74.4	31.1	5.7
884	RP13.7	220.1	49.7	27.0	48.0	170.4	38.2	6.1	4.4E-02	-81.0	23.3	19.4
834	RP14.1	180.0	56.0	25.0	46.0	148.7	23.9	2.0	6.3E-03	-58.8	37.7	6.4
834	RP14.2	191.7	52.1	25.0	46.0	156.9	26.5	1.4	1.4E-02	-66.9	41.0	4.5
836	RP14.3	191.5	54.7	25.0	46.0	154.6	28.0	1.1	3.5E-02	-65.0	37.0	3.5
836	RP14.4	205.4	38.0	25.0	46.0	175.9	25.6	2.0	1.0E-02	-81.2	89.3	6.4
838	RP14.5	174.3	55.6	25.0	46.0	146.5	21.4	1.5	4.3E-02	-56.3	38.7	4.8
838	RP14.6	224.6	57.7	25.0	46.0	161.1	45.7	3.6	1.4E-02	-71.9	3.9	11.4
780	RP15.1	197.4	45.1	23.0	40.0	167.2	29.9	5.1	1.0E-02	-76.8	47.7	16.2
780	RP15.2	196.3	47.0	23.0	40.0	164.9	30.6	1.5	1.4E-02	-74.9	42.6	4.8
784	RP15.3	197.8	41.9	23.0	40.0	170.0	27.9	1.3	1.6E-02	-78.5	59.1	4.1
784	RP15.4	194.0	42.3	23.0	40.0	167.5	26.2	1.6	1.4E-02	-75.9	56.5	5.1
786	RP15.5	184.7	27.9	23.0	40.0	171.5	10.4	1.3	1.6E-02	-71.9	88.1	4.1
786	RP15.6	177.1	53.0	23.0	40.0	150.2	26.3	2.5	1.3E-02	-60.7	36.2	8.0
587	RP16.1	201.1	59.3	28.0	36.0	160.4	41.3	2.7	2.0E-02	-71.7	15.2	8.6
587	RP16.2	181.4	68.8	28.0	36.0	143.5	41.2	1.4	1.7E-02	-56.3	15.4	4.5
584	RP16.3	183.8	53.9	28.0	36.0	156.7	30.8	3.5	2.6E-02	-67.5	34.6	11.1
584	RP16.4	193.3	58.9	28.0	36.0	157.3	38.1	1.8	2.2E-02	-68.9	22.1	5.7
580	RP16.5	161.6	51.4	28.0	36.0	145.6	21.5	2.5	1.3E-02	-55.5	38.1	8.0
580	RP16.6	155.8	68.5	28.0	36.0	134.1	35.6	2.1	1.2E-02	-47.1	20.0	6.7
495	RP17-1	204.5	54.7	16.0	34.0	162.0	46.4	5.1	3.4E-02	-72.4	1.5	16.2
495	RP17-2	177.4	39.9	16.0	34.0	158.3	23.3	11.2	9.9E-03	-67.3	46.8	35.6
497	RP17-3	227.1	66.0	16.0	34.0	152.0	61.0	15.0	2.9E-02	-58.7	-21.5	47.7
497	RP17-4	173.6	68.2	16.0	34.0	134.4	43.7	2.5	2.1E-02	-48.1	11.5	8.0
498	RP17-5	212.2	77.7	16.0	34.0	128.4	57.5	3.9	3.4E-02	-42.8	-6.4	12.4
498	RP17-6	240.8	67.1	16.0	34.0	149.8	66.5	3.6	3.6E-02	-53.4	-29.9	11.4
350	RP19-1	142.4	64.7	27.0	35.0	129.4	31.3	2.8	8.2E-02	-42.2	22.5	8.9
350	RP19-2	128.7	69.5	27.0	35.0	122.0	34.8	2.9	1.1E-01	-35.8	17.6	9.2
350	RP19-3	29.6	71.4	27.0	35.0	87.1	50.2	3.2	1.6E-01	-8.5	-3.6	10.2
350	RP19-4	294.6	73.5	27.0	35.0	119.1	71.5	1.8	1.2E-01	-33.7	-27.8	5.7
350	RP19-x	300.0	78.0	27.0	35.0	115.4	67.0	1.7	4.7E-02	-32.4	-19.8	5.4
350	RP19yh	132.0	74.4	27.0	35.0	122.2	39.8	2.4	1.6E-01	-36.7	13.5	7.6
350	RP19-y	117.8	77.6	27.0	35.0	117.2	42.6	2.2	1.6E-01	-32.6	10.0	7.0
252	RP20-1	201.3	77.4	27.0	35.0	137.6	51.9	2.5	1.2E-02	-50.9	0.7	8.0
252	RP20-2	223.9	67.6	27.0	35.0	156.7	55.2	2.3	1.3E-02	-65.1	-13.9	7.3
255	RP20-3	242.1	57.5	27.0	35.0	179.2	60.2	3.0	2.8E-03	-70.1	-61.9	9.5

255	RP20-4	238.0	53.1	27.0	35.0	185.3	56.4	6.0	2.9E-03	-73.7	-78.8	19.1
257	RP20-5	227.5	71.0	27.0	35.0	151.1	57.1	2.4	1.4E-02	-60.2	-13.4	7.6
185	RP21-1	197.9	63.6	27.0	35.0	154.5	43.9	6.8	7.0E-03	-66.2	10.8	21.6
185	RP21-2	225.7	56.7	27.0	35.0	174.1	51.8	3.6	8.5E-03	-77.7	-39.6	11.4
183	RP21-3	215.9	58.4	27.0	35.0	167.8	48.1	4.2	9.4E-03	-76.5	-11.3	13.4
183	RP21-4	200.8	66.8	27.0	35.0	151.8	46.8	4.5	9.5E-03	-63.6	6.1	14.3
180	RP21-5	211.2	60.8	27.0	35.0	162.9	47.4	4.3	9.2E-03	-72.9	-1.9	13.7
180	RP21-6	221.9	58.6	27.0	35.0	170.0	50.9	2.5	9.8E-03	-76.4	-24.7	8.0
35	RP22-1	256.9	61.7	27.0	34.0	175.0	68.9	5.9	3.7E-03	-58.7	-57.7	18.8
35	RP22-2	240.9	61.4	27.0	34.0	172.9	61.3	3.5	2.3E-03	-68.1	-49.5	11.1
35	RP22-3	197.5	59.7	27.0	34.0	159.0	42.0	1.2	1.6E-02	-70.4	13.8	3.8
35	RP22-4	207.0	46.8	27.0	34.0	176.2	37.2	2.6	2.0E-02	-86.4	34.4	8.3
35	RP22-5	201.3	47.4	27.0	34.0	172.2	34.9	1.1	2.2E-02	-82.4	40.7	3.5
35	RP22-6	203.3	56.0	27.0	34.0	165.5	41.8	1.9	1.5E-02	-76.4	11.9	6.0
35	RP22-7	194.8	53.5	27.0	34.0	163.4	36.6	1.3	1.3E-02	-74.5	26.9	4.1
35	RP22-8	198.9	56.1	27.0	34.0	163.2	40.1	5.1	1.1E-02	-74.4	17.7	16.2
10	RP23-2a	208.6	72.6	27.0	34.0	146.6	52.7	7.7	3.0E-03	-58.2	-2.8	24.5
10	RP23-3a	198.4	51.5	27.0	34.0	167.1	36.6	2.9	1.7E-02	-77.9	28.5	9.2
10	RP23-4a	190.9	49.1	27.0	34.0	164.7	31.7	0.7	1.7E-02	-74.9	39.8	2.2
10	RP23-5a	199.5	54.0	27.0	34.0	165.5	38.9	1.2	7.2E-03	-76.5	20.9	3.8
0	RP24-3a	193.7	66.3	27.0	34.0	152.5	44.1	7.1	5.9E-03	-64.4	10.7	22.6

Tabla 5.2. Resultados paleomagnéticos del Angosto del Río Pilcomayo correspondientes a la componente B (alta temperatura). El a95 asociado al VGP se obtuvo mediante las fórmulas de Khokolov y Hulot (2016). Los sitios de muestreo tienen las siguientes coordenadas: Lat. 21°15'51" S, Long. 63°31'59".

Espesor acumulado	Muestra	In situ		Actitud		Corregido por estructura			Polo Geomagnético Virtual		
		Dec	Inc	Rumbo	Inclinación	Dec	Inc	MAD	Latitud	Longitud	A95
1370	RP1-4a	340.7	-30.4	22	48	332.5	4.8	20.5	54.2	-115.5	65.2
1368	RP2-1a	261.2	40.6	22	48	202.1	67.2	11.0	-56.5	-89.6	35.0
1368	RP2-2	223.0	49.5	22	48	170.3	44.6	6.4	-79.9	-4.6	20.4
1368	RP2-4a	57.3	-52.0	22	45	350.8	-54.0	11.5	-74.5	-33.9	36.6
1368	RP2-5	243.5	47.4	22	45	180.1	56.9	6.0	-73.8	-63.9	19.1
1356	RP3-2a	264.2	52.7	17	55	142.3	66.1	12.6	-49.6	-24.8	40.1
1356	RP3-3a	240.7	49.5	17	55	159.2	53.5	8.8	-67.6	-12.8	28.0
1356	RP3-5a	246.8	47.4	17	55	161.9	57.8	4.9	-66.9	-25.2	15.6
1356	RP3-6b	247.8	48.2	17	55	160.3	58.3	12.2	-65.6	-24.2	38.8
1140	RP6-1	254.5	14.3	22	50	229.4	48.4	4.6	-45.0	-132.8	14.6
1140	RP6-2	224.3	49.8	22	50	166.4	42.7	9.0	-77.0	8.3	28.6
1140	RP6-3	205.5	59.9	22	50	150.0	35.4	35.9	-61.8	24.5	114.2
1140	RP6-4	304.7	81.3	22	50	109.1	48.4	9.9	-26.4	3.2	31.5
1140	RP6-6	307.7	-1.0	22	50	315.2	46.6	11.2	24.5	-106.8	35.6
1140	RP6-7	279.3	21.7	22	50	257.8	68.8	7.7	-24.1	-104.6	24.5
1132	RP7-1	342.8	51.8	23	42	48.8	58.3	6.5	14.4	-26.4	20.7
1132	RP7-3	18.0	-45.6	23	42	346.1	-29.4	7.5	-75.7	47.0	23.9
1132	RP7-4a	327.6	38.4	23	42	14.8	63.2	4.8	22.6	-52.2	15.3
1132	RP7-5	348.9	33.8	23	42	25.2	46.5	7.6	35.2	-36.1	24.2
1132	RP7-6a	342.5	12.1	23	42	359.0	35.6	7.2	49.0	-65.1	22.9
1010	RP9.1A	215.4	52.3	27	40	170.9	41.6	1.8	-81.2	7.4	5.7
1008	RP9.2A	218.1	57.6	27	40	165.6	45.5	3.0	-75.7	0.3	9.5
1008	RP9.3A	217.4	60.2	27	40	161.9	46.3	5.4	-72.4	1.9	17.2
1007	RP9.6A	208.5	58.0	27	40	161.8	41.2	3.9	-73.0	15.2	12.4
990	RP10.1	204.1	51.8	25	44	163.2	34.0	7.0	-74.0	33.1	22.3
990	RP10.2	197.9	47.1	25	44	164.9	28.0	2.8	-74.2	48.0	8.9
990	RP10.3	198.5	44.4	25	44	167.5	26.5	5.4	-76.1	55.9	17.2
884	RP10.4	208.4	40.6	25	44	176.0	29.9	5.7	-83.5	80.1	18.1
884	RP10.5	210.1	45.4	25	44	172.3	33.8	3.5	-82.2	46.5	11.1
886	RP10.6	211.0	47.2	25	44	170.8	35.3	1.1	-81.2	36.8	3.5
886	RP10.7	231.4	50.1	25	44	175.3	48.6	5.0	-80.7	-37.1	15.9
955	RP11.1	230.4	39.5	20	42	188.5	47.2	5.4	-79.5	-109.4	17.2
955	RP11.2	230.9	38.4	20	42	190.2	46.9	5.8	-78.5	-115.0	18.4
965	RP11.3	185.5	51.7	20	42	153.1	28.6	2.9	-63.8	35.2	9.2
965	RP11.4	176.3	60.9	20	42	141.4	31.3	4.8	-53.3	26.5	15.3
970	RP11.5	239.3	49.4	20	42	178.1	57.2	2.9	-73.4	-58.4	9.2
970	RP11.6	215.2	57.4	20	42	158.5	46.1	4.3	-69.5	4.6	13.7
924	RP12.1	198.2	47.4	17	42	161.5	33.8	4.9	-72.4	32.3	15.6
924	RP12.2	209.8	44.6	17	42	170.0	38.9	4.8	-80.7	20.6	15.3
924	RP12.3	205.2	48.2	17	42	164.0	38.1	7.2	-75.1	23.0	22.9
924	RP12.4	197.1	45.5	17	42	162.8	32.0	2.3	-73.3	37.1	7.3
924	RP12.5	201.7	48.7	17	42	161.9	36.5	5.5	-73.0	26.5	17.5
924	RP12.6	214.8	43.9	17	42	173.4	41.5	7.6	-83.4	2.3	24.2
920	RP12.7	228.7	45.7	17	42	177.8	51.0	2.2	-79.4	-53.4	7.0
920	RP12.8	234.3	55.0	17	42	164.6	57.3	5.8	-68.7	-28.2	18.4
884	RP13.1	216.7	60.2	27	48	156.8	40.0	7.8	-68.5	18.2	24.8

884	RP13.2	216.5	54.3	27	48	163.8	38.0	4.4	-75.0	23.4	14.0
884	RP13.3	218.9	53.7	27	48	165.2	39.1	4.1	-76.3	20.4	13.0
884	RP13.4	226.0	55.5	27	48	164.6	43.5	6.5	-75.3	7.4	20.7
884	RP13.5	221.0	60.1	27	48	157.7	42.0	2.1	-69.3	14.0	6.7
884	RP13.6	217.2	55.4	27	48	162.8	38.7	3.3	-74.0	21.4	10.5
884	RP13.7	238.3	57.4	27	48	163.3	50.5	2.7	-72.1	-10.8	8.6
834	RP14.1	200.7	54.5	25	46	158.2	32.3	1.9	-69.2	33.1	6.0
834	RP14.2	217.5	57.5	25	46	159.9	42.0	8.4	-71.3	13.5	26.7
836	RP14.3	207.0	56.8	25	46	157.9	36.5	2.5	-69.3	25.1	8.0
836	RP14.4	224.3	57.8	25	46	160.9	45.6	1.1	-71.7	4.4	3.5
838	RP14.5	186.9	56.2	25	46	151.4	26.9	1.1	-61.9	36.2	3.5
838	RP14.6	244.4	59.5	25	46	159.8	56.1	4.1	-66.6	-19.1	13.0
780	RP15.1	222.5	54.4	23	40	168.8	48.4	2.4	-77.1	-14.3	7.6
780	RP15.2	218.2	53.8	23	40	168.0	45.9	2.4	-77.5	-4.5	7.6
784	RP15.3	209.5	49.9	23	40	168.7	39.3	7.1	-79.5	19.2	22.6
784	RP15.4	204.0	50.7	23	40	165.3	36.8	2.8	-76.3	27.0	8.9
786	RP15.5	196.1	46.8	23	40	165.0	30.3	3.3	-74.9	43.3	10.5
786	RP15.6	200.2	60.5	23	40	153.4	40.6	3.1	-65.3	17.0	9.9
587	RP16.1	222.6	64.1	28	36	161.8	52.4	4.9	-70.1	-13.3	15.6
587	RP16.2	193.1	72.1	28	36	143.5	46.3	1.0	-56.3	8.2	3.2
584	RP16.3	216.1	60.7	28	36	164.7	48.3	2.5	-74.1	-6.6	8.0
584	RP16.4	207.4	59.0	28	36	163.4	43.7	0.2	-74.2	7.8	0.6
580	RP16.5	168.7	57.7	28	36	146.2	29.0	6.6	-57.5	30.9	21.0
580	RP16.6	144.0	74.2	28	36	126.9	39.4	4.2	-40.9	14.8	13.4
495	RP17-1	210.6	56.0	16	34	163.4	50.0	7.2	-72.4	-9.5	22.9
495	RP17-2	204.6	54.8	16	34	161.9	46.5	6.8	-72.3	1.3	21.6
497	RP17-3	214.4	70.2	16	34	142.3	57.1	12.6	-53.7	-8.9	40.1
498	RP17-5	235.5	70.0	16	34	143.5	64.2	20.3	-51.4	-22.1	64.6
350	RP19-1	231.1	44.8	27	35	192.6	48.0	19.8	-76.3	-116.8	63.0
350	RP19-2	209.0	48.1	27	35	175.6	38.5	28.3	-85.9	20.2	90.0
252	RP20-1	221.5	67.5	27	35	156.4	54.3	6.3	-65.3	-11.7	20.0
252	RP20-2	220.8	64.8	27	35	160.5	53.1	4.4	-68.8	-13.3	14.0
255	RP20-3	182.4	67.9	27	35	144.4	42.0	11.5	-57.1	14.4	36.6
255	RP20-5	228.3	63.7	27	35	164.1	55.8	12.6	-69.6	-24.3	40.1
185	RP21-1	161.7	51.4	27	35	145.4	22.7	18.1	-55.6	36.9	57.6
185	RP21-2	255.2	61.6	27	35	173.0	67.5	14.7	-60.4	-54.5	46.7
183	RP21-3	212.1	66.7	27	35	155.4	50.6	11.5	-65.8	-3.1	36.6
183	RP21-4	218.6	49.4	27	35	179.7	44.2	4.1	-85.4	-60.4	13.0
180	RP21-5	213.7	55.0	27	35	171.0	45.1	8.9	-80.1	-8.4	28.3
180	RP21-6	209.2	56.2	27	35	167.5	43.9	9.7	-77.7	3.2	30.8
35	RP22-3	208.7	56.8	27	34	167.2	44.7	1.2	-77.3	0.7	3.8
35	RP22-4	219.4	55.8	27	34	173.6	48.9	11.2	-79.7	-30.6	35.6
35	RP22-5	196.5	55.6	27	34	162.4	38.8	13.5	-73.6	21.1	42.9
35	RP22-6	214.3	50.6	27	34	176.9	43.3	6.4	-85.2	-28.0	20.4
35	RP22-7	204.9	65.2	27	34	155.9	48.1	12.8	-66.9	1.8	40.7
35	RP22-8	230.4	56.6	27	34	177.5	54.5	13.5	-76.1	-55.0	42.9
10	RP23-2	222.9	64.3	27	34	162.8	54.4	19.6	-69.7	-19.4	62.3
10	RP23-3	239.3	59.9	27	34	175.4	60.1	15.8	-69.9	-53.4	50.2
10	RP23-4	203.5	49.3	27	34	171.9	37.4	10.7	-82.4	28.1	34.0
10	RP23-5	217.6	52.6	27	34	176.5	46.2	11.8	-83.0	-37.3	37.5

Tabla 5.3. Resultados paleomagnéticos de la Quebrada de los Monos correspondientes a la componente A (alta temperatura). El a95 asociado al VGP se obtuvo mediante las fórmulas de Khokolov y Hulot (2016). Los sitios de muestreo tienen las siguientes coordenadas: Lat. 21°18'08" S, Long. 63°32'52".

Espesor	Muestra	In Situ		Actitud		Corregido por estructura		Polo Geomagnético Virtual		
		Dec	Inc	Rumbo	Inclinación	Dtc	Itc	Latitud	Longitud	a95
158	QM1.11	220.5	36.8	10	37	187.0	46.3	-81.0	-107.6	14.1
154	QM1.12	239.9	42.4	10	37	195.5	61.4	-65.1	-91.4	21.3
148	QM1.7A	220.4	51.8	10	37	167.3	54.7	-72.2	-27.6	15.3
148	QM1.8A	223.1	50.7	10	37	170.4	55.7	-72.9	-36.5	7.5
150	QM1.9A	222.5	37.9	10	37	187.3	48.3	-79.6	-101.7	29.4
220	QM2.1	233.4	25.8	18	37	210.0	41.4	-62.3	-142.7	29.1
222	QM2.2A	243.6	10.9	18	37	231.0	35.0	-42.3	-146.4	20.7
224	QM2.3A	223.3	33.2	18	37	194.7	40.7	-76.3	-142.6	8.4
226	QM2.4A	209.5	49.9	18	37	168.4	43.5	-78.6	3.2	15.6
228	QM2.5B	225.5	29.3	18	37	200.0	39.3	-71.4	-147.0	5.2
230	QM2.6A	220.7	44.5	18	37	181.0	46.5	-83.4	-71.4	3.5
232	QM2.7	248.0	31.5	18	37	218.7	54.1	-53.6	-123.6	12.4
234	QM2.8A	188.9	81.0	18	37	122.2	50.7	-37.8	2.5	10.1
302	QM3.1A	164.4	25.0	18	35	157.1	3.3	-60.3	64.8	15.8
304	QM3.2B	204.1	67.7	18	35	145.1	51.4	-57.2	-0.1	13.2
306	QM3.3B	143.7	48.1	18	35	132.1	17.3	-42.3	34.0	2.0
308	QM3.4A	174.2	52.9	18	35	148.0	30.9	-59.5	29.6	3.2
310	QM3.5A	205.9	57.3	18	35	159.7	47.1	-70.4	1.7	5.2
312	QM3.6A	185.5	57.5	18	35	150.2	38.6	-62.3	19.9	1.7
314	QM3.7A	239.5	72.1	18	35	139.2	63.7	-49.0	-19.2	25.6
316	QM3.8	182.9	68.6	18	35	138.0	45.1	-51.4	10.0	3.5
438	QM4.1A	216.9	48.5	16	40	170.1	46.5	-78.9	-11.4	7.2
438	QM4.2A	192.7	60.2	16	40	146.6	40.2	-59.1	17.1	16.1
439	QM4.4B	224.8	61.2	16	40	153.7	55.1	-62.9	-11.3	10.4
440	QM4.5A	235.0	52.2	16	40	172.0	58.5	-70.8	-44.5	12.4
555	QM5.1B	330.2	78.6	16	44	92.6	53.5	-13.8	-5.1	81.8
556	QM5.3A	309.3	34.3	16	44	350.7	68.8	16.1	-69.5	74.3
557	QM5.5	261.0	64.7	16	44	133.2	66.8	-43.7	-22.6	14.7
557	QM5.7	233.1	66.0	16	44	141.3	55.9	-53.2	-6.4	25.1
710	QM6.1B	213.9	50.4	16	42	164.6	44.7	-75.0	3.8	1.7
711	QM6.2A	200.4	52.8	16	42	156.4	38.5	-68.1	21.0	2.6
722	QM6.4B	211.5	64.0	16	42	145.4	48.3	-57.8	5.0	1.4
723	QM6.5B	183.0	60.3	16	42	142.0	34.8	-54.4	23.0	13.2
724	QM6.6B	169.3	42.3	16	42	149.5	16.1	-57.8	45.8	2.0
725	QM6.7A	193.5	60.1	16	42	145.9	39.0	-58.4	18.7	4.6
728	QM6.8A	215.0	51.3	16	42	163.9	45.8	-74.2	1.5	2.0
730	QM6.9B	204.3	53.0	16	42	157.7	40.7	-69.3	16.8	3.5
783	QM7.2A	230.2	71.2	8	38	128.1	61.6	-42.0	-12.5	3.2
785	QM7.3A	212.4	63.3	8	38	143.4	54.9	-55.0	-5.5	6.3
787	QM7.4A	182.0	61.2	8	38	137.6	41.3	-50.9	14.7	6.0
789	QM7.5A	205.3	59.0	8	38	148.4	50.3	-60.1	0.7	1.7
795	QM7.6B	232.6	62.0	8	38	147.7	64.0	-54.1	-24.1	6.3
803	QM7.7B	203.8	58.8	8	38	148.2	49.5	-60.1	2.2	1.7
834	QM8.1A	247.0	68.5	15	47	130.0	57.7	-44.0	-6.9	5.5
836	QM8.2A	229.4	59.6	15	47	148.8	52.9	-59.9	-4.0	5.2
838	QM8.3A	214.3	60.8	15	47	146.0	45.5	-58.6	9.2	7.8

840	QM8.4A	201.8	57.9	15	47	147.4	38.6	-59.8	19.5	12.7
842	QM8.5	234.6	63.0	15	47	142.6	55.0	-54.4	-5.3	3.7
844	QM8.6B	225.7	67.9	15	47	135.6	50.6	-49.3	2.7	3.2
852	QM8.7B	211.7	62.7	15	47	143.1	44.6	-56.0	10.7	2.6
854	QM8.8A	215.3	56.1	15	47	152.8	45.0	-64.6	9.0	5.8
952	QM9.1A	217.8	54.9	12	42	157.0	50.9	-67.1	-4.9	3.5
953	QM9.2	231.1	55.6	12	42	159.4	59.5	-64.2	-25.5	21.9
953	QM9.3A	247.9	32.4	12	42	210.8	60.0	-57.4	-109.4	7.5
954	QM9.4	223.5	53.6	12	42	160.7	53.7	-68.6	-14.8	6.6
955	QM9.5	201.7	58.4	12	42	147.6	43.8	-60.1	11.8	4.6
1040	QM10.1	223.8	57.8	16	40	159.1	53.9	-67.4	-13.5	8.1
1041	QM10.2	261.3	59.4	16	40	152.9	73.1	-47.8	-42.9	3.7
1042	QM10.3	237.2	52.6	16	40	171.8	60.0	-69.2	-45.9	4.0
1042	QM10.4	246.2	61.0	16	40	154.3	65.4	-56.6	-31.5	7.8
1115	QM11.1	84.0	58.5	12	40	96.7	40.3	-14.0	6.9	14.1
1116	QM11.2	100.5	52.4	12	40	106.3	32.3	-21.1	15.1	16.1
1116	QM11.3	106.7	77.3	12	40	115.4	56.5	-32.5	-4.8	25.1
1117	QM11.4	113.1	62.3	12	40	116.1	41.4	-31.5	10.8	10.4
1170	QM12.2	209.8	61.3	12	41	146.6	49.3	-58.8	3.0	32.5
1172	QM12.4	120.2	35.1	12	41	116.9	-4.4	24.0	-140.9	10.9
1174	QM12.5	234.0	57.7	12	41	156.3	60.8	-61.4	-24.8	28.5
1175	QM12.7	208.5	54.5	12	41	155.7	46.2	-67.0	5.8	5.5
1230	QM13.1	256.8	65.7	20	45	137.8	63.0	-48.4	-17.4	17.9
1230	QM13.2	263.6	79.9	20	45	116.3	53.9	-33.1	-1.6	16.7
1232	QM13.3	164.5	55.4	20	45	139.1	20.7	-49.4	35.0	44.4
1232	QM13.4	162.8	49.9	20	45	141.7	15.8	-50.8	40.4	23.3
1236	QM13.5	181.5	61.3	20	45	141.4	31.2	-53.3	26.6	37.4
1238	QM13.6	144.6	43.1	20	45	134.2	3.6	-41.4	43.8	85.2
1240	QM13.7	237.7	56.8	20	45	159.7	56.5	-66.4	-19.9	16.7
1342	QM13.8	250.9	67.5	20	45	137.3	60.0	-49.0	-12.1	31.1
1266	QM14.3	239.0	60.9	20	48	152.2	57.0	-61.0	-13.9	17.9
1267	QM14.4	240.8	56.5	20	48	160.3	58.2	-65.6	-24.1	19.0
1269	QM14.5	230.1	59.9	20	48	154.0	52.7	-64.1	-6.5	6.3
1350	QM15-1	220.6	51.4	15	46	160.6	48.0	-70.9	-1.4	20.7
1352	QM15-1	220.0	47.5	15	46	165.9	46.5	-75.6	-3.0	15.3
1354	QM15-2	212.0	46.6	15	46	164.1	41.1	-75.2	14.6	25.3
1356	QM15-3	220.6	46.4	15	46	167.5	46.5	-76.9	-5.8	36.0
1358	QM15-3	230.4	52.4	15	46	161.1	54.2	-68.6	-16.5	28.2
1360	QM15-4	38.5	-49.4	15	46	342.8	-46.2	-73.2	1.4	12.1
1362	QM15-5	226.5	49.4	15	46	165.0	51.2	-73.0	-14.9	19.6
1364	QM16-3	227.4	53.6	14	44	160.7	53.7	-68.7	-15.0	27.6
1365	QM16-4	230.9	46.8	14	44	173.0	54.1	-75.3	-40.3	8.6
1366	QM16-5	251.1	40.7	14	44	194.8	65.7	-60.9	-84.1	30.0

Tabla 5.4. Resultados paleomagnéticos de la Quebrada de los Monos correspondientes a la componente B (baja temperatura). El α_{95} asociado al VGP se obtuvo mediante las fórmulas de Khokolov y Hulot (2016). Los sitios de muestreo tienen las siguientes coordenadas: Lat. 21°18'08" S, Long. 63°32'52".

Espesor acumulado	Muestra	In Situ		Actitud		Corregido por estructura		Polo Geomagnético Virtual		
		Dec	Inc	Rumbo	Inclinación	Dtc	Itc	Latitud	Longitud	α_{95}
158	QM1.11	215.8	43.1	10	37	176.5	47.5	-82.0	-40.6	13.0
160	QM1.12	231.4	47.1	10	37	180.9	58.9	-71.7	-65.8	22.2
150	QM1.7A	230.5	47.7	10	37	179.3	58.6	-71.9	-61.7	16.7
154	QM1.8A	234.2	44.4	10	37	187.4	59.1	-70.4	-80.5	6.9
156	QM1.9A	223.6	46.0	10	37	177.6	53.7	-76.9	-54.8	8.9
220	QM2.1	235.5	37.2	18	37	200.1	50.8	-69.3	-119.7	5.8
220	QM2.2A	228.9	31.4	18	37	200.8	42.8	-70.6	-139.0	5.8
222	QM2.3A	223.7	37.0	18	37	191.1	43.6	-79.0	-129.4	16.7
222	QM2.4A	230.5	36.3	18	37	197.1	47.2	-73.0	-125.7	23.6
224	QM2.5B	226.7	27.7	18	37	202.5	38.8	-69.1	-147.7	9.8
224	QM2.6A	228.5	43.9	18	37	186.5	50.7	-78.3	-92.1	21.6
226	QM2.7	241.9	39.3	18	37	202.8	56.0	-65.0	-111.1	4.9
226	QM2.8A	239.1	43.3	18	37	194.8	56.7	-69.5	-99.0	4.0
303	QM3.2B	204.7	42.0	18	35	175.0	36.7	-85.3	36.1	7.2
304	QM3.3B	146.9	55.2	18	35	131.3	24.7	-42.9	28.4	4.9
304	QM3.4A	188.8	58.4	18	35	150.8	40.6	-63.0	17.0	13.2
306	QM3.5A	220.6	58.0	18	35	164.8	54.3	-71.0	-22.1	17.6
306	QM3.6A	198.9	60.4	18	35	153.2	45.8	-64.9	7.6	19.9
308	QM3.8	160.0	57.9	18	35	137.1	30.4	-49.2	25.8	32.5
438	QM4.1A	229.2	51.0	16	40	171.8	54.8	-74.3	-38.3	2.3
438	QM4.2A	220.1	60.9	16	40	153.3	52.8	-63.5	-6.4	23.3
439	QM4.4B	238.0	54.5	16	40	168.5	60.9	-67.2	-40.9	6.6
439	QM4.5A	240.3	47.2	16	40	183.5	60.1	-70.0	-71.3	9.5
555	QM5.1B	212.5	58.6	16	44	151.8	45.8	-63.7	7.9	11.2
555	QM5.3A	327.9	58.2	16	44	57.2	62.1	6.7	-25.6	30.8
556	QM5.5	228.8	60.8	16	44	150.6	54.2	-60.9	-7.5	41.5
556	QM5.7	230.1	58.2	16	44	155.1	54.7	-64.1	-11.6	29.1
710	QM6.1B	222.5	51.0	16	42	167.0	49.9	-75.0	-15.2	9.2
710	QM6.2A	217.9	53.3	16	42	162.2	48.1	-72.1	-3.3	34.3
722	QM6.4B	211.1	61.6	16	42	148.7	47.5	-60.8	5.6	9.8
724	QM6.6B	176.2	44.1	16	42	152.3	20.8	-61.4	43.7	9.2
724	QM6.7A	192.5	63.6	16	42	141.7	40.3	-54.5	16.4	25.1
730	QM6.8A	225.6	50.5	16	42	168.9	51.6	-75.3	-23.7	6.0
730	QM6.9B	212.9	56.0	16	42	157.0	46.5	-68.2	4.7	8.1
785	QM7.2A	224.2	73.2	8	38	125.2	59.3	-40.1	-8.6	37.4
785	QM7.3A	209.7	56.2	8	38	153.9	51.4	-64.4	-3.8	25.6
787	QM7.4A	196.5	61.3	8	38	142.4	47.3	-55.3	6.8	25.6
790	QM7.6B	204.9	55.6	8	38	153.1	48.7	-64.4	1.9	15.3
790	QM7.7B	209.8	58.6	8	38	150.3	52.3	-61.3	-3.7	14.7
834	QM8.1A	258.1	62.3	15	47	134.9	65.1	-45.6	-20.0	16.4
834	QM8.3A	241.4	45.4	15	47	175.3	59.0	-71.1	-52.4	11.5
834	QM8.4A	233.8	42.0	15	47	178.5	52.8	-77.8	-57.7	50.7
834	QM8.5	251.4	69.8	15	47	126.2	58.2	-41.0	-7.2	23.0
834	QM8.6B	210.0	67.4	15	47	136.5	44.6	-50.0	10.5	12.7
836	QM8.7B	209.7	62.8	15	47	142.8	43.8	-55.7	11.9	20.7

836	QM8.8A	219.0	55.0	15	47	154.9	46.8	-66.3	4.9	10.1
951	QM9.1A	212.3	68.5	12	42	135.0	51.0	-48.7	2.3	22.5
951	QM9.2	217.2	51.2	12	42	162.7	50.3	-71.7	-9.4	32.8
953	QM9.5	197.8	57.4	12	42	147.7	41.5	-60.1	15.3	11.2
1041	QM10.1	225.4	62.2	16	40	152.0	55.6	-61.5	-10.9	10.9
1041	QM10.2	238.2	53.0	16	40	171.4	60.7	-68.4	-45.9	3.2
1042	QM10.3	237.9	57.4	16	40	162.4	61.3	-64.3	-32.6	3.2
1042	QM10.4	243.5	53.6	16	40	171.5	63.9	-64.8	-49.5	19.0
1115	QM11.1	200.1	72.7	12	40	157.4	60.6	-62.2	-25.6	34.6
1115	QM11.2	178.5	59.5	12	40	158.3	44.9	-69.5	7.5	8.1
1120	QM11.3	202.2	54.8	12	40	177.6	47.0	-82.8	-46.8	22.2
1120	QM11.4	206.8	62.5	12	40	173.8	54.7	-75.1	-43.7	30.8
1172	QM12.3	224.2	58.2	12	41	154.3	55.6	-63.1	-12.7	16.7
1172	QM12.4	204.6	47.2	12	41	162.9	40.6	-74.1	16.4	19.9
1174	QM12.5	218.5	60.7	12	41	149.1	53.2	-60.0	-4.8	14.7
1174	QM12.6	202.5	61.7	12	41	144.3	46.1	-57.1	8.4	13.2
1174	QM12.7	203.2	50.0	12	41	159.1	41.3	-70.6	15.4	32.3
1230	QM13.1	248.7	63.7	20	45	144.9	60.8	-54.1	-16.6	14.4
1230	QM13.2	238.9	63.6	20	45	147.3	56.6	-57.6	-10.1	20.7
1234	QM13.3	263.8	70.0	20	45	127.1	62.0	-41.2	-13.1	23.9
1234	QM13.4	196.2	56.5	20	45	151.2	34.8	-62.9	25.8	26.8
1238	QM13.5	202.5	54.8	20	45	155.1	37.1	-66.8	23.4	15.0
1238	QM13.6	134.3	53.7	20	45	123.9	11.0	-33.6	34.1	23.9
1242	QM13.7	237.7	56.8	20	45	159.7	56.5	-66.4	-19.9	16.7
1242	QM13.8	240.2	58.2	20	45	157.0	57.8	-63.8	-19.7	23.0
1266	QM14.1	35.5	-55.2	20	48	338.6	-44.1	-69.9	9.3	28.5
1268	QM14.3	237.0	61.3	20	48	151.7	56.0	-61.1	-11.6	24.5
1268	QM14.4	247.3	49.5	20	48	174.8	61.7	-68.0	-53.3	33.4
1268	QM14.4	231.2	45.4	20	48	177.0	50.2	-80.0	-48.7	22.8
1268	QM14.5	222.2	53.0	20	48	163.4	47.1	-73.4	-1.7	16.7
1345	QM15-1	218.1	45.0	15	46	168.4	44.4	-78.4	0.0	14.4
1345	QM15-1	216.6	49.7	15	46	161.8	45.1	-72.6	5.0	23.9
1346	QM15-2	203.4	49.0	15	46	158.2	37.0	-69.6	24.4	30.5
1347	QM15-3	221.1	42.5	15	46	173.0	45.3	-81.5	-15.5	26.5
1348	QM15-3	226.9	40.2	15	46	178.7	48.3	-81.9	-55.4	33.1
1349	QM15-6	222.0	63.6	15	46	142.1	50.5	-54.8	2.0	40.6
1350	QM15-7	235.5	37.9	15	46	186.4	53.4	-76.2	-86.2	73.2
1350	QM15-8	229.2	34.5	15	46	187.5	47.3	-80.1	-105.5	15.8
1358	QM16-3	231.9	54.1	14	44	160.7	56.4	-67.1	-20.9	23.6
1360	QM16-4	230.4	48.2	14	44	170.5	54.2	-74.2	-33.6	12.4
1362	QM16-5	254.4	54.9	14	44	157.7	69.3	-54.0	-40.7	25.1

Tabla 5.5. Resultados paleomagnéticos correspondientes al Terciario Subandino. Los sitios de muestreo tienen las siguientes coordenadas: Lat. 21°15'23" S, Long. 63°30'22".

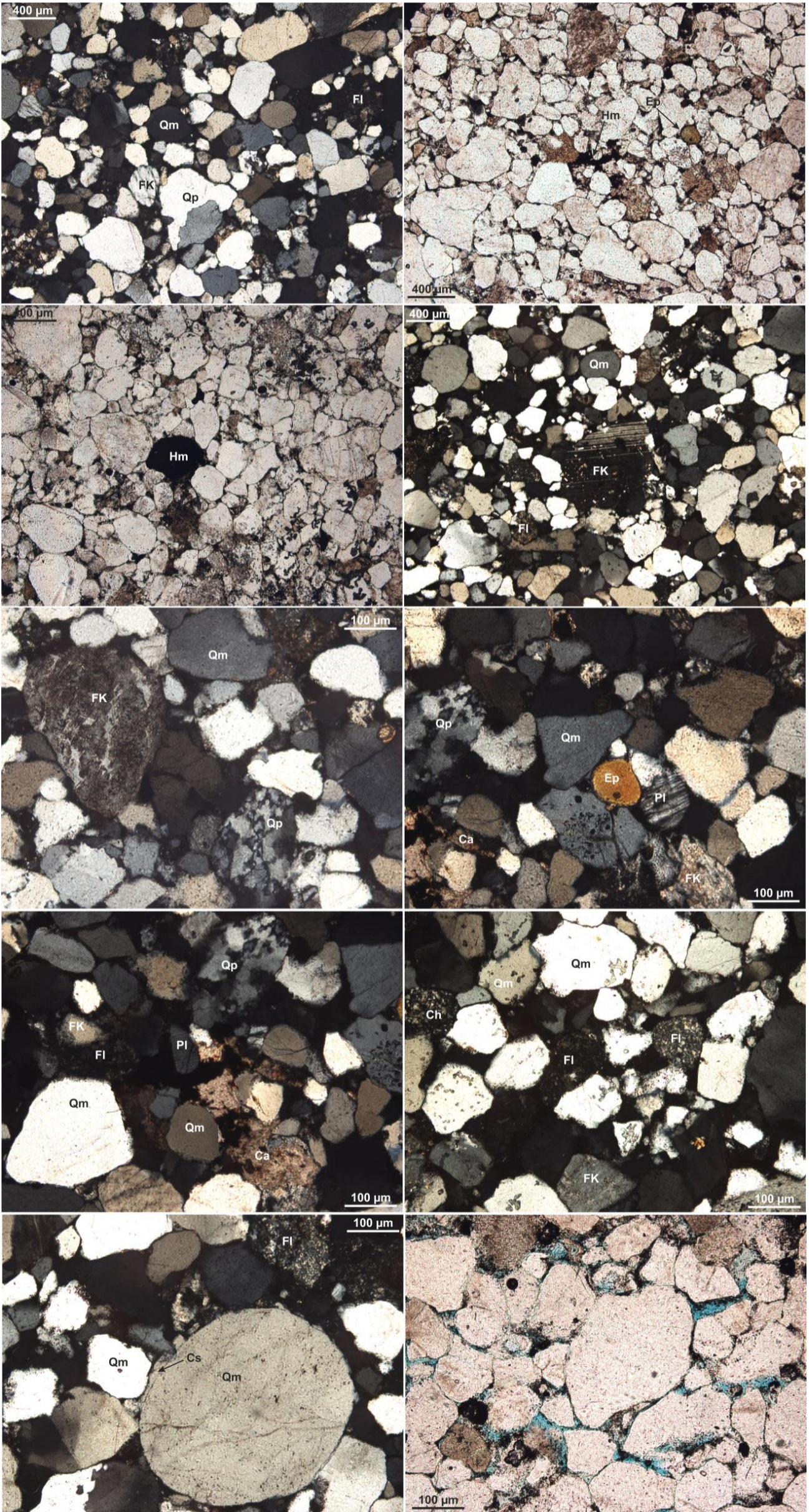
Especimen	In Situ		Actitud		Corregido por Estructura		Polo Geomagnético Virtual		
	Dec	Inc	Rumbo	Inclinación	Dec	Inc	Latitud	Longitud	MAD
TC10-1	350.0	-35.3	23	52	336.2	-0.3	-58.2	66.2	14.2
TC10-2	355.9	-48.8	23	52	330.0	-13.2	-57.3	49.4	14.4
TC10-3	340.2	-42.0	23	52	326.1	-0.8	-50.5	54.6	5.9
TC11-1	339.1	12.3	25	49	1.2	42.0	43.7	-62.4	36.4
TC11-1	31.3	-58.3	25	49	335.9	-37.0	-67.5	25.0	16.3
TC11-1	331.6	-46.4	25	49	319.3	-3.2	-45.5	47.6	9.4
TC11-1	40.3	-31.3	25	49	8.5	-30.7	-80.3	173.4	31.7
TC11-1	49.9	-29.5	25	49	15.5	-36.8	-75.4	203.1	20.6
TC11-2	282.4	-13.7	25	49	280.2	34.1	2.0	-132.9	17.3
TC11-3	249.7	45.2	25	49	182.3	57.1	-74.2	-70.6	7.2
TC11-4	169.0	-32.3	25	49	211.5	-46.5	31.6	-31.2	14.6
TC11-6	196.2	40.1	25	49	168.3	19.5	-73.6	71.0	22.5
TC11-6	328.8	23.7	25	49	4.0	56.9	30.4	-60.3	44.0
TC11-7	84.7	-44.8	25	49	5.0	-67.6	-61.2	-70.6	23.7
TC11-8	61.9	-30.6	25	49	21.3	-46.4	-69.9	-133.2	26.2
TC11-9	143.6	50.2	25	49	132.9	4.6	-40.2	42.6	17.8
TC12-2	161.9	-11.4	36	48	182.2	-46.3	40.4	-61.4	14.5
TC12-3	334.9	-26.6	36	48	332.7	16.4	49.5	-108.3	27.0
TC12-4	33.7	-18.5	36	48	20.6	-10.6	-64.0	169.0	8.6
TC12-6	78.0	18.0	36	48	78.9	-15.5	-13.2	-150.7	9.9
TC12-7	21.0	-16.3	36	48	14.0	-0.2	-64.2	149.8	10.9
TC13-1	36.1	-17.3	27	46	20.4	-18.4	-66.7	176.6	12.0
TC13-2	37.9	-26.8	27	46	24.0	-28.7	-66.3	193.7	15.3
TC13-3	37.3	-22.0	27	46	17.4	-22.3	-70.4	176.8	21.6
TC13-4	49.3	-29.5	27	46	18.2	-35.4	-72.9	201.1	23.6
TC13-5	49.2	-26.8	27	46	20.7	-33.8	-70.2	199.5	8.8
TC14-1	302.5	0.5	27	46	305.7	50.2	15.7	-110.3	13.7
TC7-1	43.9	-35.0	30	49	9.1	-31.6	-80.1	177.8	10.8
TC7-2	26.3	-44.3	30	49	352.0	-25.0	-78.3	74.2	13.9
TC7-3	17.0	-48.8	30	49	344.0	-22.4	-71.5	57.4	12.5
TC7-4	32.8	-43.2	30	49	356.0	-28.4	-82.1	86.1	5.3
TC7-5	42.6	-36.1	30	49	7.3	-31.3	-81.4	171.0	6.7
TC7-6	49.5	-29.1	30	49	17.9	-32.6	-72.6	195.0	11.6
TC7-7	11.3	-47.8	30	49	342.2	-18.9	-69.0	59.0	5.2
TC7-7	69.6	-45.2	30	49	6.1	-53.6	-76.8	-86.6	11.6
TC8-1	57.4	-35.7	20	52	6.3	-48.4	-80.7	-100.4	23.1
TC8-2	25.1	-37.1	20	52	351.5	-25.3	-78.1	71.6	8.6
TC8-3	27.4	-27.7	20	52	1.3	-22.1	-79.4	123.0	10.8
TC9-3	36.7	-45.4	20	52	347.2	-34.3	-77.6	38.6	7.4
TC9-4	25.9	-61.4	20	52	326.7	-32.8	-58.5	27.4	15.2

PETROGRAFÍA DE MUESTRAS PROVENIENTES DE LAS SIERRAS SUBANDINAS

Localidad Río Pilcomayo

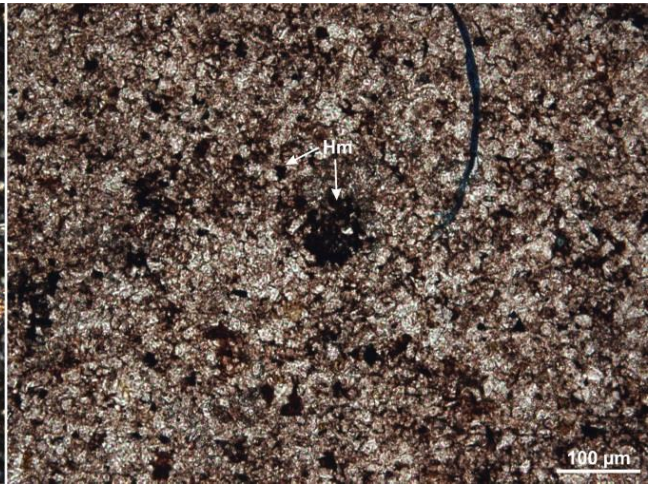
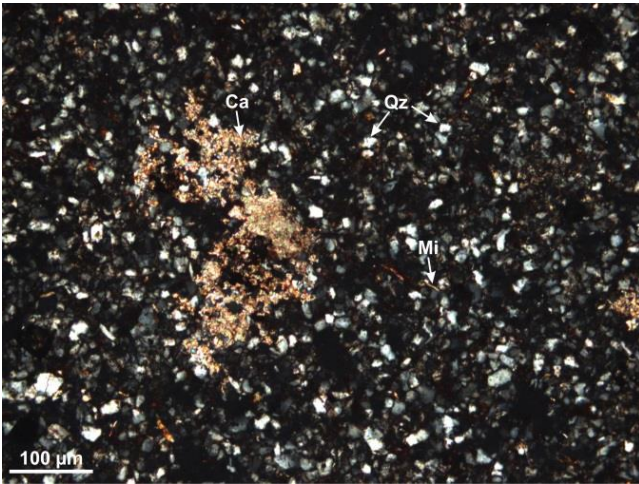
RP 211

Arenisca media (tamaño promedio de grano: 500µm) cuarzosa. Los clastos se encuentran bien redondeados y la selección es moderada. Los contactos son mayormente rectos hasta cóncavo-convexos, en menor cantidad suturados. La roca está compuesta principalmente por clastos de cuarzo monocristalino (Qm) y en menor cantidad policristalino (Qp), plagioclasa (Pl), feldespato potásico (FK), fragmentos líticos (Fl) de rocas metamórficas, de rocas volcánicas ácidas, volcánicas básicas y chert (Ch). Contiene clastos de minerales pesados y opacos, principalmente epidoto (Ep) y hematita (Hm). Presenta cemento silíceo, hematítico (Hm) y carbonático (Ca). Algunos clastos de cuarzo presentan crecimientos secundarios (Cs). Se observa porosidad por disolución del cemento (en azul en la última imagen de la figura).



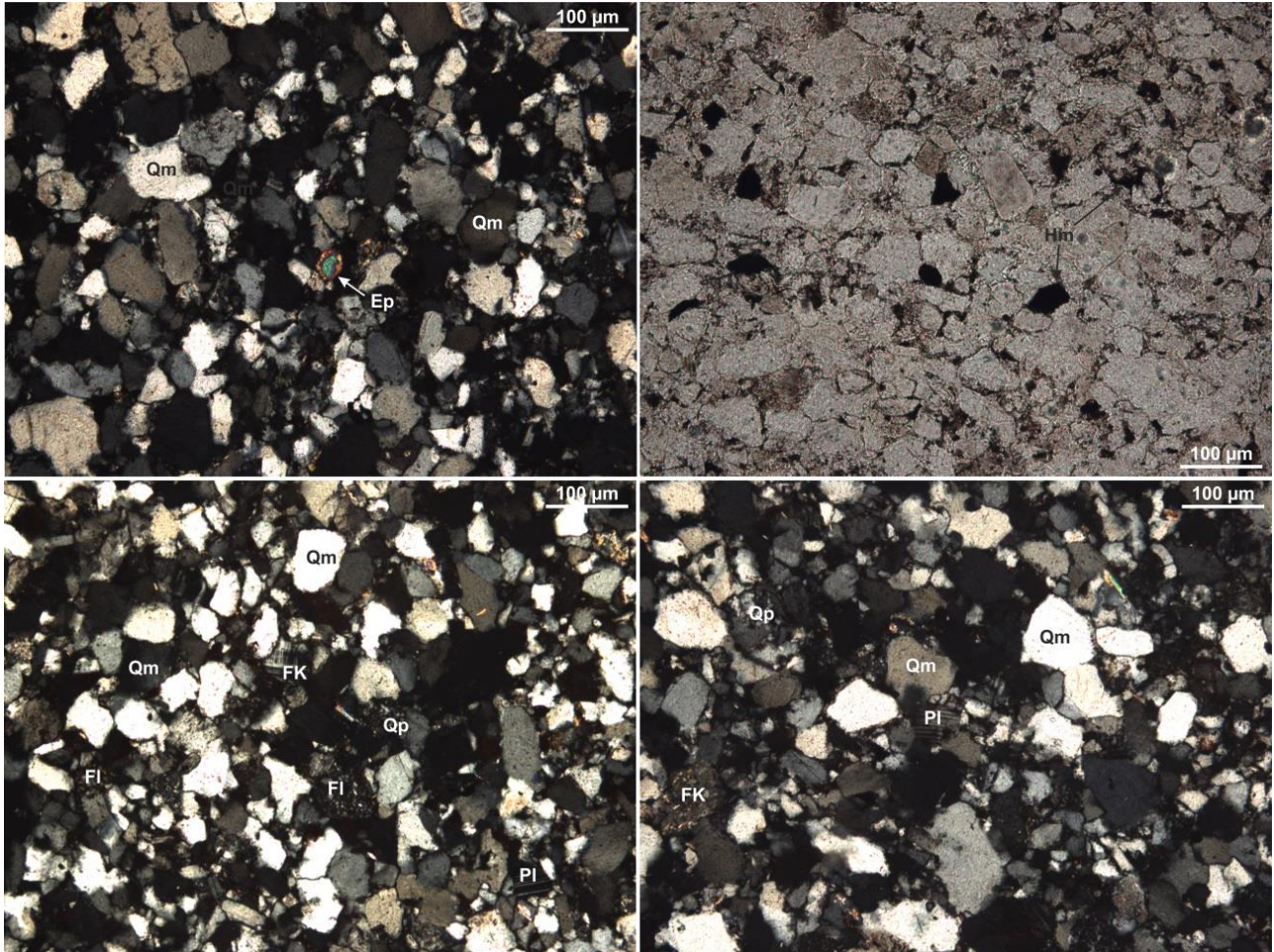
RP 116

Limolita gruesa (tamaño promedio de los clastos: 40 μ m). Está compuesta por clastos de cuarzo (Qz), mica (Mi), feldespato y hematita. Presenta cemento hematítico (Hm) y carbonático (Ca).



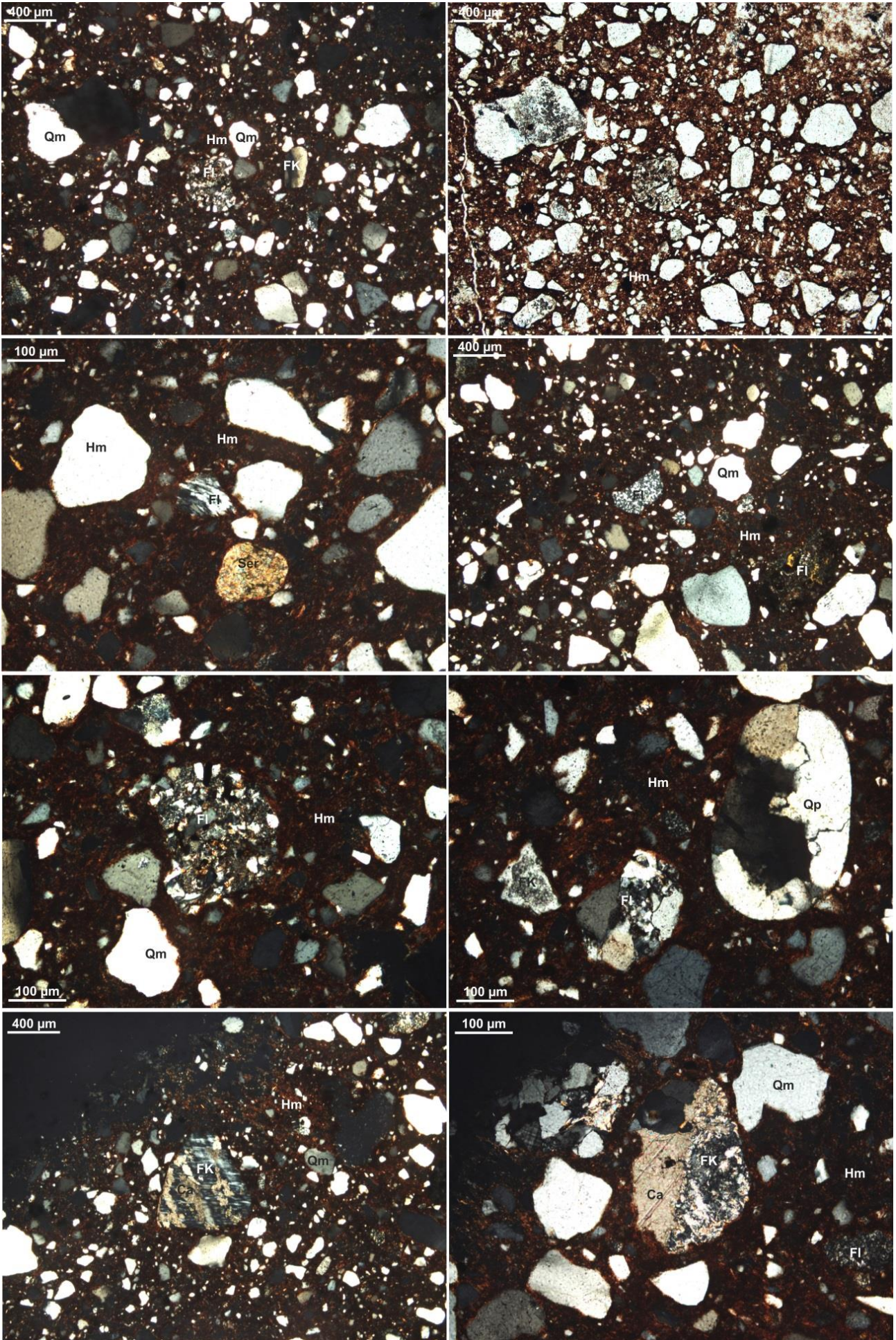
RP 228

Arenisca fina (tamaño promedio de grano: 120µm). Los clastos son sub-redondeados (aunque a menudo la forma original de los clastos no se observa debido a la compactación) y la selección es buena. Los contactos son mayormente cóncavo-convexos, observándose también contactos de tipo recto y suturado. La muestra está compuesta principalmente por clastos cuarzo monocristalino (Qm) y en menor cantidad policristalino (Qp), plagioclasa (Pl), feldespato potásico (FK), fragmentos líticos (Fl) correspondientes a rocas metamórficas y volcánicas, chert, hematita (Hm) y epidoto (Ep). El cemento está compuesto principalmente por cuarzo y hematita (Hm).



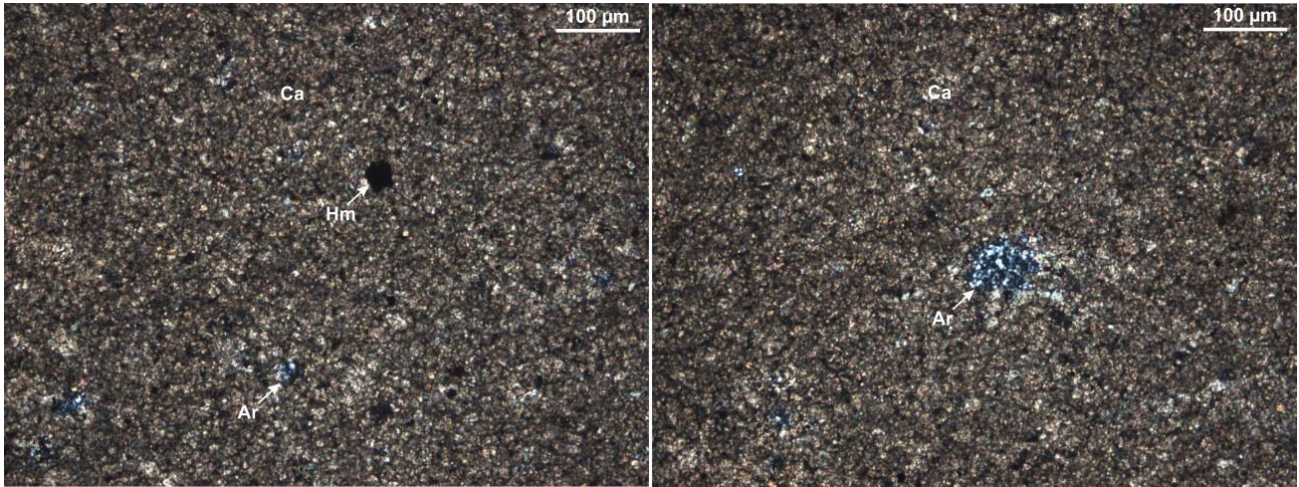
RP 61

Wacke cuarzosa media (tamaño promedio de grano: 325µm). La matriz separa los clastos y supera el 15%. Los clastos son subredondeados y la selección es moderada. La muestra está compuesta principalmente por clastos de cuarzo monocristalino (Qm) y en menor cantidad policristalino (Qp), feldespato potásico (FK), plagioclasa (Pl), fragmentos líticos (Fl) de rocas volcánicas, chert y hematita (Hm). La matriz está compuesta por cuarzo, feldespato y micas. Presenta cemento hematítico (Hm). El feldespato y la plagioclasa se encuentran en ocasiones reemplazados por sericita (Ser) y carbonato (Ca).

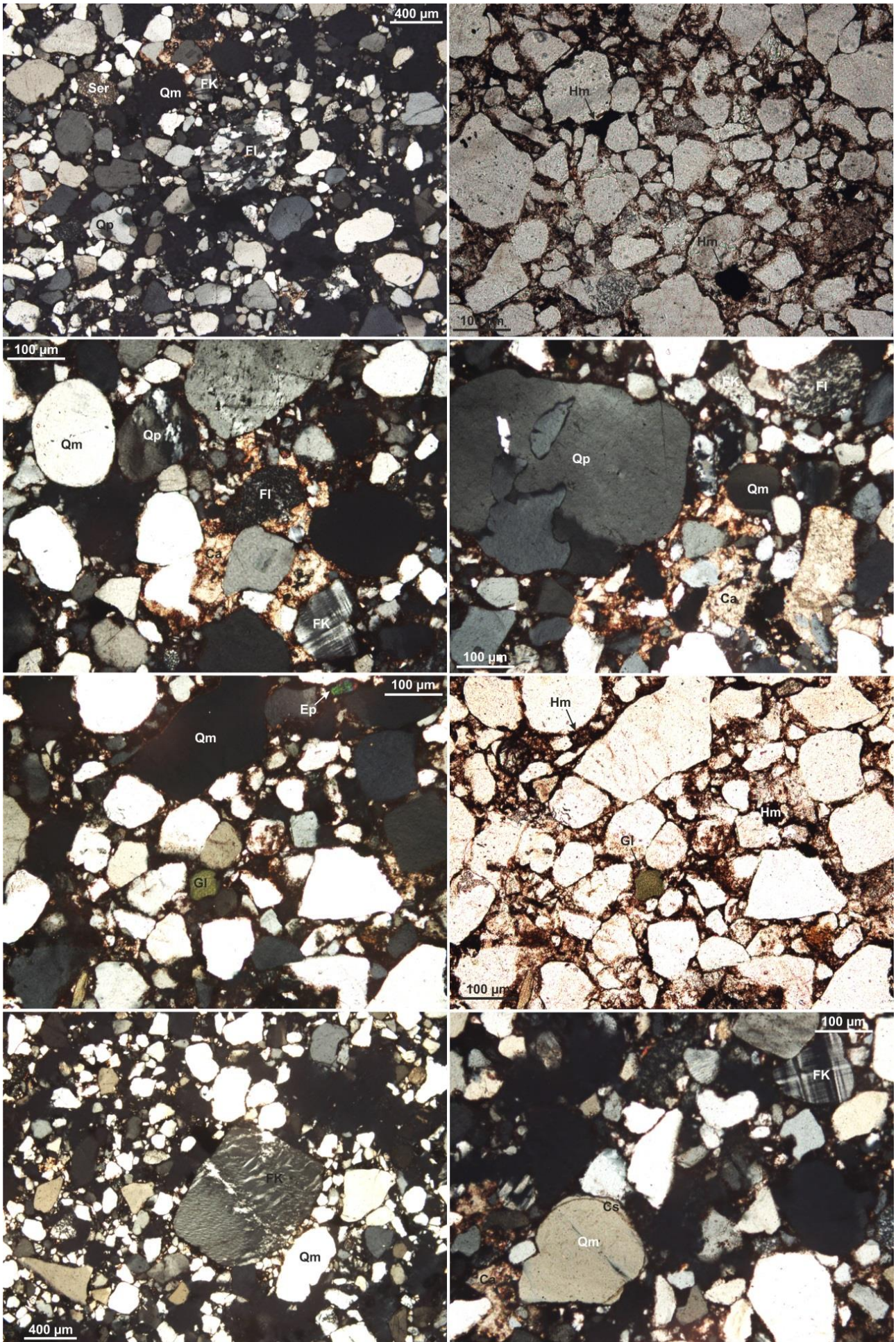


RP 14b

Roca carbonática. Mudstone micrítico (cristales de carbonato con tamaños menores a $4\mu\text{m}$). Se observan además minerales arcillosos (Ar) y hematita (Hm).



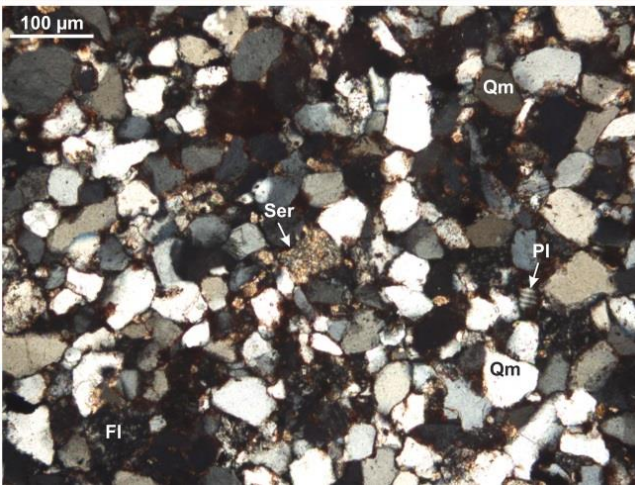
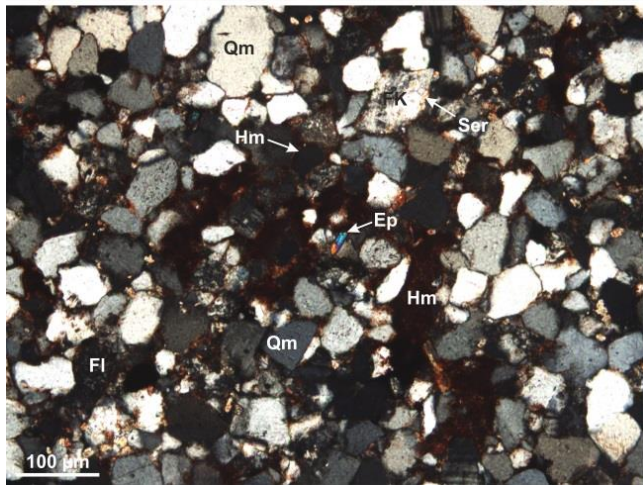
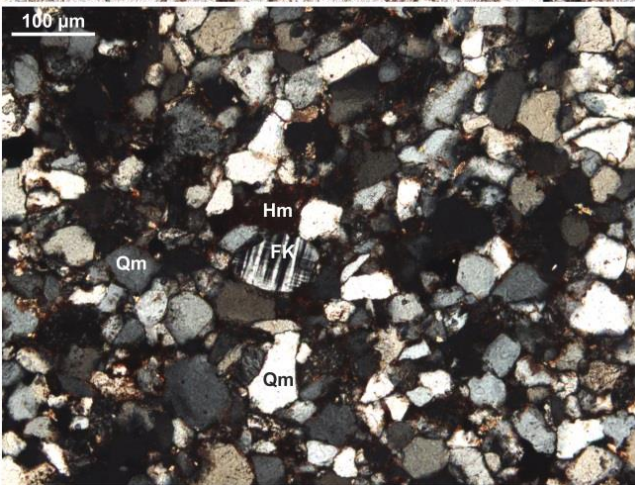
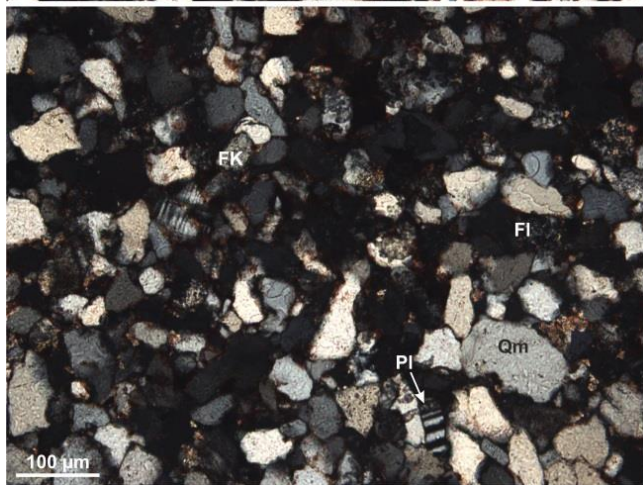
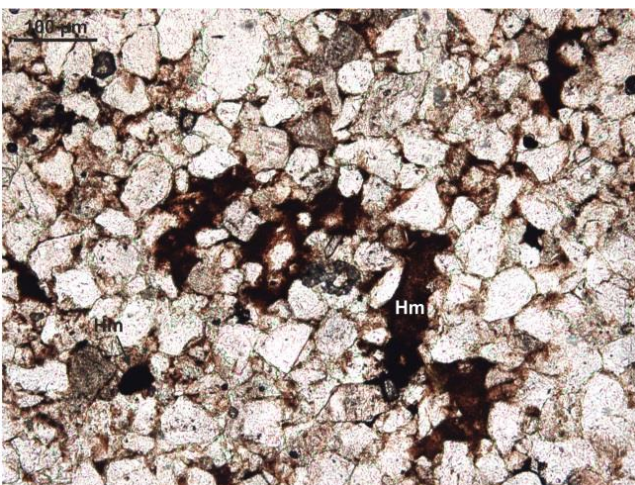
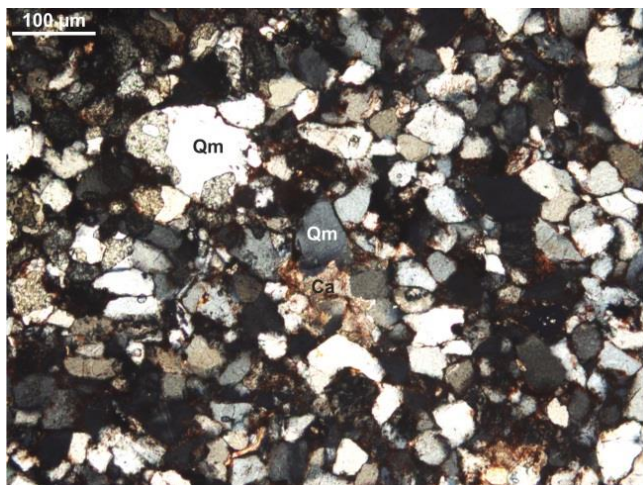
Arenisca media a gruesa con algunos clastos tamaño grava (de hasta 4mm) cuarzosa. Los clastos son sub-redondeados y la selección es mala. Los contactos son predominantemente rectos y cóncavo-convexos. La muestra está compuesta por clastos de cuarzo monocristalino (Qm) y en menor cantidad policristalino (Qp), feldespato potásico (FK), plagioclasa (Pl), fragmentos líticos (Fl) de rocas metamórficas, ígneas, de arcillas y chert. La matriz está compuesta por clastos más pequeños de cuarzo, hematita (Hm) y en menor cantidad epidoto (Ep) y glauconita (Gl). Presenta cemento predominantemente ferruginoso (hematita), en algunas partes carbonático (Ca) y en menor proporción silíceo. Algunos clastos de feldespato se encuentran reemplazados por carbonato y sericita. Se observan crecimientos secundarios en algunos clastos de cuarzo (Cs). La glauconita podría estar indicando una diagénesis anóxica (probablemente producto de una transgresión marina o lacustre).



Localidad Quebrada Los Monos

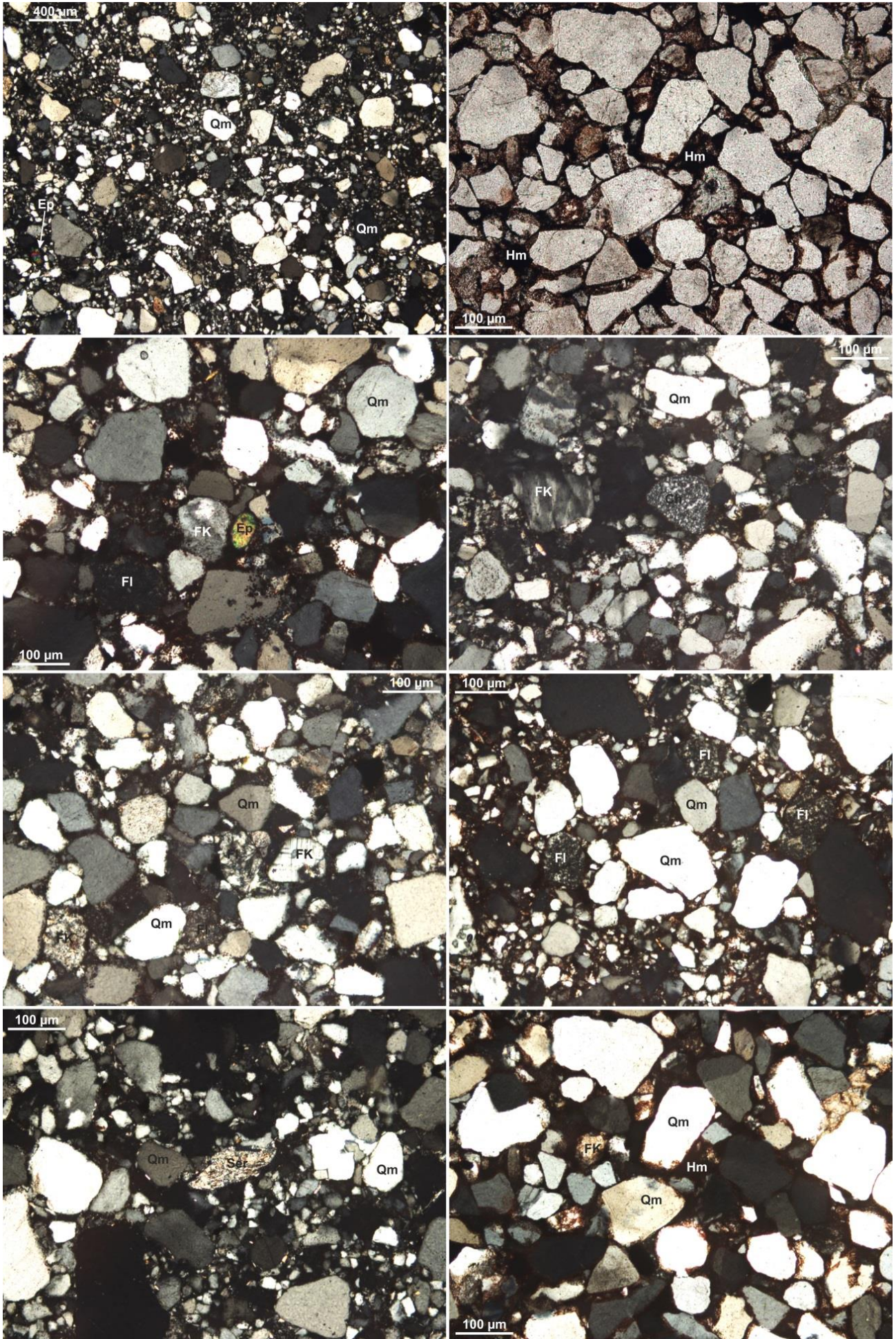
QM 76

Arenisca muy fina (tamaño medio de los clastos: 120µm) cuarzosa. Los clastos son sub-angulosos a sub-redondeados y la selección es muy buena. Los contactos son predominantemente cóncavo-convexos y rectos. La muestra está compuesta por clastos de cuarzo monocristalino (Qm), feldespato potásico (FK), plagioclasa (Pl), hematita (Hm) y en baja proporción fragmentos líticos (Fl), epidoto (Ep) y muscovita (se presenta en forma de bandas delgadas). Presenta cemento hematítico (Hm) y en menor proporción carbonático (Ca). El feldespato se encuentra en ocasiones sericitizado (Ser) o invadido por el carbonato.



QM 44b

Arenisca media (tamaño de grano promedio: 250 μ m) cuarsoza, con algunas intercalaciones de grawaca (la proporción de matriz es mayor al 15%). Los clastos son sub-redondeados y la selección es mala a moderada. Los contactos son mayormente rectos y cóncavo-convexos. La muestra está compuesta por clastos de cuarzo monocristalino (Qm) y en menor proporción policristalino (Qp), plagioclasa (Pl), feldespato potásico (FK), fragmentos líticos (Fl) de rocas volcánicas ácidas y básicas, chert, epidoto (Ep) y hematita (Hm). La matriz está compuesta por cuarzo, feldespato, epidoto y micas. Presenta hematita (Hm) como cemento. El feldespato se encuentra sericitizado (Ser). Algunos clastos de cuarzo presentan crecimientos secundarios.



QM 56

Arenisca media (tamaño promedio de grano: 200 μ m) cuarzoza. Los clastos son sub-angulosos a sub-redondeados y la selección es buena. Los contactos son mayormente rectos y cóncavo-convexos. La muestra está compuesta por clastos de cuarzo monocristalino (Qm) y en menor cantidad policristalino (Qp), plagioclasa (Pl), feldespato potásico (FK), fragmentos líticos (FI) de rocas volcánicas básicas, chert y hematita (Hm). La matriz está compuesta por sílice, sericita (Ser) y minerales pesados como epidoto (Ep). Presenta cemento carbonático (Ca) y en menor cantidad hematítico (Hm), el primero invade algunos clastos y se encuentra en ocasiones recristalizado. Algunos clastos de feldespato se encuentran sericitizados. Algunos clastos de cuarzo presentan crecimientos secundarios.

