

## Las fábricas cristalinas en el borde del plutón Pingo-Pingo y su roca de caja. Cordón de Lila, norte de Chile.

Eduardo Valencia<sup>1</sup>, Hans Niemeyer<sup>1\*</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte. Angamos 0610, Antofagasta, Chile.

hansniemeyer.r@gmail.com

valencia.e@gmail.com

\*Autor para correspondencia.

### Resumen

El plutón Pingo-Pingo, de edad ordovícica, desarrolla en su borde norte fábricas magmáticas caracterizadas por la orientación de cristales de anfíbola y biotita. Debido a su débil aspecto, estas fábricas se comprobaron mediante la técnica de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM). Se muestrearon veinte sitios distribuidos a lo largo de perfiles norte-sur, que incluyeron rocas del margen norte del plutón, su aureola metamórfica y su roca de caja. Los resultados de ASM indican que la señal magnética en las tres litologías está dominada por la fracción ferromagnética, compuesta principalmente por cristales de magnetita incluidos en los minerales máficos (anfíbola y biotita). Las foliaciones magmáticas y magnéticas obtenidas para las dos primeras litologías son concordantes entre sí, y se orientan de forma subparalela al contacto plutón-roca de caja, lo cual se refleja en un elipsoide oblato. Sobre la base de lo anterior, se interpreta que la fábrica magnética de la aureola metamórfica acusa una deformación relacionada directamente con la intrusión y la fábrica de aplastamiento en el borde del plutón Pingo-Pingo. La orientación de las lineaciones hacia el interior del plutón ( $23-63^\circ$ ) sugiere un emplazamiento por inflación lateral hacia el norte. Esto se refuerza por un plegamiento kilométrico de orientación este-oeste acompañado de un clivaje de plano axial vertical, de lo que se deduce un acortamiento de un  $\sim 30\%$  en la roca de caja relacionado con el empuje de este plutón hacia el norte.

*Palabras clave: fábricas magmáticas, fábricas magnéticas, plutón ordovícico, inflación lateral, plegamiento de la roca de caja.*

**Abstract.** The Ordovician Pingo-Pingo pluton (northern Chile) develops in its northern border a weak magmatic fabric, characterized by oriented amphibole and biotite. Due to this weak aspect, the fabric was analyzed by means of Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS). Twenty sites were sampled, distributed in N-S profiles, which included the northern margin of the pluton, its metamorphic aureole, and the country rock. The AMS results show that the magnetic signal is produced by the ferromagnetic fraction: magnetite crystals included in mafic minerals (amphibole and biotite). The magnetic and magnetic foliations are concordant for the two first lithologies and are oriented subparallel to the contact between the pluton and its country rock, results that are consistent with an oblate ellipsoid. We interpret that the magnetic fabric on the metamorphic aureole reflects a local deformation that is directly related to the flattening fabric at the border of the pluton developed during the intrusion. Likewise, the lineation plunges generally to the pluton's interior (23-63°) and seems to be consistent with a northward emplacement by lateral inflation. The latter is reinforced by the development of an E-W-oriented km-scale folding system accompanied by a vertical axial planar cleavage in the country rock, from which a ~30% of shortening during pluton emplacement is deduced.

*Key words: magmatic fabrics, magnetic fabrics, Ordovician pluton, lateral inflation, country rock folding.*

## 1. Introducción

El modo de emplazamiento de un cuerpo plutónico puede establecerse mediante el estudio de su fábrica cristalina (*e.g.* Bouchez, 1997, 2000), la cual ocasionalmente presenta lineaciones y foliaciones magmáticas generadas durante el último incremento de deformación antes de su cristalización. Algunos intrusivos (lo cual incluye sus aureolas metamórficas) y sus respectivas rocas de caja, no obstante, carecen de fábricas magmáticas bien definidas, como es el caso del plutón Pingo-Pingo en el Cordón de Lila, norte de Chile. En casos así, es posible determinar la estructura litológica interna mediante la técnica de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM) según Jelínek (1981). La aplicación de esta técnica proporciona información valiosa sobre la orientación de lineaciones y foliaciones magnéticas, lo que permite determinar la fábrica de un cuerpo plutónico, su aureola metamórfica y su roca de caja (García Saltzmann, 2019; Pinotti *et al.*, 2021). La ASM es también una herramienta de gran utilidad para interpretar la cinemática de un plutón en los estadios finales de su emplazamiento (Borradaile, 1988; Castro *et al.*, 1999).

La presente contribución se aboca al estudio mediante ASM de las fábricas magmáticas y magnéticas en la zona de contacto entre el plutón Pingo-Pingo y su roca de caja. El objetivo es esclarecer el mecanismo de emplazamiento del plutón, además de estudiar el desarrollo de estructuras tanto en su aureola metamórfica como en la roca hospedante.

## 2. Marco geológico

El plutón Pingo-Pingo forma parte de un conjunto de intrusivos pertenecientes al Arco Magmático Famatiniano (Rapela *et al.*, 2018), los cuales afloran en la zona del Cordón de Lila, norte de Chile (Niemeyer *et al.*, 2014) y en la llamada Faja Eruptiva de la Puna Occidental, en el noroeste de Argentina (Palma *et al.*, 1986) (Fig. 1). Estos intrusivos se emplazaron a lo largo del borde occidental de Gondwana durante el Ordovícico (Pankhurst y Rapela, 1998).

El plutón Pingo-Pingo corresponde a un cuerpo intrusivo de forma elíptica, elongado en sentido norte-sur. Presenta una zonación composicional que varía desde monzogranito, en su centro, a granodiorita, en su borde (Peralta, 2010). Una determinación U-Pb, por el método LA-ICP-MS en circon, arrojó una edad de  $475,4 \pm 4,3$  Ma, la cual se ha considerado como su edad de cristalización (Niemeyer *et al.*, 2014). Este plutón está en contacto intrusivo con el Miembro Inferior del Complejo Ígneo-Sedimentario del Cordón de Lila (CISL), el cual constituye su roca de caja (Fig. 2A, B) y está formado por ~2.500 m de basaltos almohadillados intercalados con turbiditas (Niemeyer, 1989). El Miembro Superior del CISL, en tanto, está formado por ~400 m de riolitas y brechas volcanoclásticas dacíticas con algunas intercalaciones de turbiditas (Niemeyer, 2024). La base del CISL no se conoce y su techo está marcado por el contacto transgresivo de la Formación Quebrada Grande, del Darriwiliano (González *et al.*, 2007). La edad máxima del CISL ha sido determinada en  $487 \pm 8$  Ma mediante U-Pb LA-ICP-MS en circones detríticos extraídos de turbiditas hacia su parte basal (Zimmermann *et al.*, 2010). Cerca de su base, el CISL se observa intruido por un cuerpo microdiorítico, anterior al plutón Pingo-Pingo.

Asociada al plutón Pingo-Pingo, se presenta una aureola de metamorfismo de contacto en basaltos y turbiditas calcáreas del Miembro Inferior del CISL, así como un pliegue sinclinal

de eje este-oeste en las rocas encajantes próximas al contacto con el plutón (Fig. 3). Hacia el este, tanto el plutón como su roca de caja están en contacto con la falla Tucúcaro (Niemeyer, 1984), la cual es posterior y, por lo tanto, no afecta la relación cinemática entre ambos.

### 3. Metodología

Se realizó un mapeo geológico-estructural de un área de 6.600 m<sup>2</sup> (ver ubicación en figura 2A), enfocado en delimitar e identificar las diferentes unidades litológicas y estructuras (lineaciones, foliaciones, pliegues y zonas de cizalla). Con esta información se elaboró un mapa geológico a escala 1:10.000 del borde norte del plutón Pingo-Pingo, el cual incluye su aureola metamórfica y su roca de caja (Fig. 3).

La selección de las muestras a ser analizadas mediante ASM se realizó a lo largo de perfiles norte-sur para las tres litologías: plutón, aureola metamórfica y roca de caja. Se extrajeron veinte muestras desde bloques orientados mediante brújula Brunton, las que fueron perforadas en laboratorio para obtener especímenes cilíndricos de aproximadamente 10 cm<sup>3</sup>. Para el análisis de susceptibilidad, se utilizó un susceptibilímetro MFK1-FA Kappabridge (Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte). El sistema está compuesto por una unidad de medición (*pick-up unit*), una unidad de control (*control unit*) y una computadora para el registro y análisis de los datos adquiridos. El tensor de susceptibilidad fue calculado automáticamente mediante el *software* SAFIR. Posteriormente, se introdujeron en el sistema las medidas de orientación de cada espécimen. El programa SAFIR entregó dos archivos: uno con extensión ASC y otro con extensión RAN. Los archivos RAN fueron utilizados para realizar estereogramas mediante la ejecución del *software* Anisoft 4.2 (Chadima y Jelínek, 2009), proporcionado por AGICO (*Advanced Geoscience Instruments Company*). Las direcciones de los ejes de susceptibilidad se graficaron en redes estereográficas equiareales, donde se representaron los ejes de susceptibilidad máxima K1 (cuadrados), susceptibilidad intermedia K2 (triángulos) y susceptibilidad mínima K3 (círculos). Las elipses de confianza de las direcciones principales del tensor promedio se calcularon para un nivel de confianza del 95% de acuerdo con Jelínek (1978). El elipsoide se clasificó como oblato (en forma de disco) y prolato (en forma

alargada), aunque otra manera de caracterizar la fábrica magnética es graficando el parámetro  $F=K2/K3$ , que expresa el grado de foliación, contra el parámetro  $L=K1/K2$ , que expresa el grado de lineación (Tarling y Hrouda, 1993; Aranguren *et al.*, 2000; Hrouda, 2007).

## 4. Resultados

### 4.1 Estructura interna del plutón Pingo-Pingo

A escala macroscópica, el plutón Pingo-Pingo presenta una fábrica esencialmente isótropa. Sin embargo, en su sector norte se observan estructuras magmáticas débilmente desarrolladas (lineaciones y foliaciones) definidas por la orientación preferencial de minerales ferromagnesianos, cuyas actitudes fueron medidas con fines estructurales.

Las lineaciones magmáticas se determinaron por la alineación preferencial de los ejes mayores de los cristales de anfíbol. Estas se disponen predominantemente de forma perpendicular u oblicua al borde del plutón, con dos orientaciones principales: N45°E y N35°O. Los buzamientos asociados varían entre 17° y 42°, dirigidos en su mayoría hacia el interior del cuerpo plutónico (Fig. 3).

La foliación magmática del plutón está definida por el plano de microestructuras de tipo *books* de biotita. Esta sigue un patrón subparalelo al contacto entre el plutón y su roca de caja. La actitud de la foliación tiene un rumbo por lo general este-oeste, con leves desviaciones hacia el noreste y noroeste, y buzamientos de alto ángulo (>65°) hacia el interior del plutón (Fig. 3). En el borde de este cuerpo intrusivo se reconocen bandas de cataclasis y de foliación metamórfica (Fig. 4).

La traza del contacto del plutón es subparalela al plano axial del pliegue sinclinal en el CISL. El contacto pudo observarse en tres puntos, donde el plutón presenta un buzamiento dirigido hacia su interior con ángulos comprendidos entre 32° y 38° (Fig. 5). Petrográficamente, el borde del plutón es una granodiorita, que se caracteriza por la alternancia de bandas centimétricas de grano fino y color anaranjado (Fig. 6A, C), y otras de grano grueso y color blanco (Fig. 6B). Las bandas de grano fino están constituidas por una matriz felsítica

compuesta por agregados microgranulares de cuarzo y feldespatos. Las bandas grano grueso, en cambio, presentan cristales de cuarzo y una textura holocristalina inequigranular e hipidiomórfica.

#### 4.2 Estructura de la roca de caja

La roca de caja es una corneana desarrollada en basaltos y turbiditas calcáreas, que presenta una estructura de brecha próxima al plutón. Al microscopio se reconoce evidencia de deformación frágil, dada por la presencia de microfracturas que atraviesan tanto los granos individuales como los contactos entre ellos (Fig. 7A). Además, se observa evidencia de metasomatismo, lo cual origina una zona de mezcla. También se han identificado diques microdioríticos de 10-15 cm de espesor, procedentes del plutón, que cortan perpendicularmente al eje del pliegue sinclinal (Fig. 7B).

En la zona de aureola metamórfica se distinguen dos asociaciones mineralógicas. La primera se presenta típicamente en el margen exterior de la aureola, donde la recristalización es incompleta. Está constituida por rocas corneanas de grano fino (<1 mm), de color gris a verde. Su mineralogía está dominada por una asociación de albita, epidota, actinolita, clorita y cuarzo (Fig. 8A, B). La segunda asociación se restringe a la zona más cercana al contacto con el plutón, donde la roca corresponde a una corneana de color gris con tonalidades verdosas y anaranjadas y aspecto cataclástico. Posee una textura granoblástica de grano fino (<1 mm), y una asociación mineral compuesta por hornblenda, granate, epidota y cuarzo (Fig. 8C, D). Además, se observa calcita como relleno intersticial.

Más al norte, afectando a rocas del CISL, se observa un conspicuo plegamiento kilométrico con ejes de rumbo este-oeste (ver figura 2B), paralelo al contacto septentrional del plutón-roca de caja. Este plegamiento se observa acompañado de un marcado clivaje de plano axial vertical (Niemeyer y Sanhueza, 2016).

#### 4.3 Resultados obtenidos mediante ASM

Los resultados obtenidos mediante ASM indican que la señal magnética está dominada por la fracción ferromagnética, la cual está dada por la presencia de cristales de magnetita dentro de los minerales máficos (anfíbola y biotita). Esta señal se observa tanto en el margen del

plutón como en su aureola metamórfica. En la Tabla 1 se detallan las litologías correspondientes a cada sitio, el número de especímenes analizados por sitio y las orientaciones (azimut/inclinación) de los ejes principales de susceptibilidad magnética. Se incluyen también las lineaciones magnéticas, definidas por K1, y los planos de foliación magnética K1-K2, cuyo polo es el eje K3.

#### 4.3.1. Caracterización mediante ASM en el plutón Pingo-Pingo

En el plutón Pingo-Pingo se muestrearon cuatro sitios correspondientes a 38 especímenes. Los valores principales de susceptibilidad obtenidos fueron  $K1=1,020 > K2=1,001 > K3=0,980$  (Fig. 9A).

La forma del elipsoide de susceptibilidad es predominantemente oblata con algunas variaciones hacia formas prolatas. Esto indica una fábrica magnética de tipo planar, con foliación levemente predominante respecto de la lineación, y grados de anisotropía que varían de bajos a moderadamente altos. El análisis de los parámetros  $F=1,021 > L=1,019$  respalda esta interpretación, confirmando que el plutón Pingo-Pingo presenta una fábrica magnética esencialmente planar (Fig. 9B).

#### 4.3.2. Caracterización mediante AMS en la aureola metamórfica

En la aureola metamórfica se muestrearon once sitios distribuidos hacia el borde norte del plutón. Las mediciones realizadas corresponden a un total de 93 especímenes. Los valores principales de susceptibilidad obtenidos fueron  $K1=1,022 > K2=0,997 > K3=0,980$ .

La forma del elipsoide de susceptibilidad se reparte de manera equilibrada entre los campos oblato y prolato, con grados de anisotropía que varían entre moderado y alto. Esta distribución sugiere que la fábrica magnética en la aureola presenta características isotropas. No obstante, el análisis de los parámetros  $F=1,017 < L=1,025$  indica que la aureola presenta una fábrica magnética levemente lineal.

#### 4.3.3. Caracterización mediante AMS en la roca de caja fuera de la aureola

En la roca de caja se muestrearon cinco sitios ubicados en el borde del contacto norte del plutón Pingo-Pingo, correspondientes a un total de 55 especímenes. Los valores principales de susceptibilidad magnética obtenidos fueron  $K_1=1,007 > K_2=0,997 > K_3= 0,996$ .

La forma del elipsoide se reparte de igual manera entre los campos oblatos y prolato, con grados de anisotropía que varían de bajo a moderado. En función de estos resultados, se interpreta que la fábrica magnética en la roca de caja es predominantemente isótropa.

#### 4.4 Mapas de fábricas magnéticas

Los valores calculados de lineación y foliación magnética fueron representados en mapas específicos de lineaciones magnéticas (Fig. 10) y de foliaciones magnéticas (Fig. 11).

##### 4.4.1. Lineación y foliación magnética en el plutón Pingo-Pingo

En el plutón Pingo-Pingo, las lineaciones magnéticas están orientadas en dirección noroeste-sureste, con buzamientos que varían entre  $23^\circ$  y  $63^\circ$  al sureste. Las foliaciones magnéticas son, en general, paralelas al contacto entre el plutón y su roca de caja, con rumbo aproximado este-oeste y buzamientos de alto ángulo hacia el interior del plutón.

##### 4.4.2. Lineación y foliación magnética en la aureola metamórfica

En la aureola metamórfica, las lineaciones magnéticas se orientan principalmente en dirección norte-sur, desde el borde del plutón hacia la roca de caja, con buzamientos entre  $45^\circ$  y  $73^\circ$ . Las foliaciones magnéticas son, en su mayoría, paralelas al contacto del plutón-roca de caja, al igual que las foliaciones magmáticas observadas en el plutón, con buzamientos de alto ángulo entre  $44^\circ$  y  $83^\circ$  hacia el interior de éste. En el caso de las dioritas de anfíbola, en el interior del plutón, se observan con rumbo noreste-suroeste.

##### 4.4.3. Lineación y foliación magnética en la roca de caja fuera de la aureola metamórfica

En la roca de caja, las lineaciones magnéticas presentan una orientación mayormente este-oeste con buzamientos subverticales que van desde los  $41^\circ$  a  $87^\circ$ . En cambio, las foliaciones

magnéticas muestran un menor grado de paralelismo respecto del contacto plutón-roca de caja, con buzamientos de alto ángulo ( $55^\circ$  a  $89^\circ$ ), dirigidos por lo general hacia el suroeste.

## 5. Discusión

El plutón Pingo-Pingo pudo haberse emplazado en forma forzada, o alternativamente, de manera pasiva respecto a la roca encajante (*e.g.* Nédélec y Bouchez, 2015). En el primer caso, el plutón sería el responsable del plegamiento de la roca de caja como resultado de su empuje hacia el norte. En el segundo escenario, en cambio, no sería el causante del plegamiento, sino que esta misma estructura habría facilitado su emplazamiento.

La geometría del contacto plutón-roca de caja sugiere para el primero una forma de embudo (*e.g.* Améglio y Vigneresse, 1999), con un conducto alimentador principal a través del cual el magma habría ascendido a niveles corticales someros, para luego expandirse lateralmente hacia el norte durante su emplazamiento (*e.g.* Galadí-Enríquez *et al.*, 2003).

Las zonas de cizalla, responsables de las bandas cataclásticas observadas en el borde del plutón, se interpretan como resultado del rápido enfriamiento y solidificación del magma al entrar en contacto con la roca de caja (*e.g.* Turner, 1968). Estas estructuras serían producto de una deformación frágil en condiciones de alto esfuerzo diferencial y baja temperatura, típicas de niveles corticales superficiales (*e.g.* Passchier y Trouw, 2005). Asimismo, la alternancia de bandas centimétricas de grano fino y grueso en el borde del plutón es interpretada como una textura de desequilibrio, atribuida también a un enfriamiento rápido en el contacto, lo que generó una zona de enfriamiento abrupto o *chilled zone* (*e.g.* Winter, 2001).

Las lineaciones y foliaciones magmáticas y magnéticas se atribuyen al esfuerzo local durante el emplazamiento del plutón (*e.g.* Bateman, 1984). Se sugiere que dichas estructuras se habrían originado como resultado del aplastamiento del plutón contra la roca encajante, en concordancia con el modelo propuesto por Paterson *et al.* (1989). Dicho aplastamiento se ve reflejado en el desarrollo de un elipsoide oblato en el margen del plutón, originado por un empuje hacia el norte durante el ingreso continuo del magma hacia su lugar final de

emplazamiento. El hecho de que en el margen del plutón se observe una lineación con buzamiento hacia el interior del mismo, sumado a un buzamiento en igual sentido de la lineación en la aureola metamórfica, sugiere una inflación lateral hacia el norte como el mecanismo más probable de emplazamiento (England, 1992; Goultly *et al.*, 2001). Este empuje habría generado un espacio cercano al 30% en la roca de caja, según se deduce del acortamiento asociado al plegamiento este-oeste. Esto último también refuerza dicho mecanismo de emplazamiento (Molineux y Hutton, 2000; McCarthy *et al.*, 2015; Fiannacca *et al.*, 2021).

La intrusión de diques provenientes del plutón Pingo-Pingo en la estructura de pliegue sinclinal aledaño a éste es compatible con el campo de deformación inducido por el cuerpo intrusivo (Marrett y Peacock; 1999). Este evento habría generado un plegamiento este-oeste con clivaje de plano axial vertical (Ramsay y Huber, 2002).

Los vectores de lineaciones magnéticas obtenidos en las rocas de la aureola metamórfica muestran, en su mayoría, una orientación submeridiana con buzamiento hacia el interior del plutón. Por su parte, la foliación magnética en la roca de caja presenta un patrón aproximadamente paralelo a la traza del contacto, lo que refleja los esfuerzos impuestos por el intrusivo, generando en su entorno inmediato una fábrica de foliación similar a la del plutón.

La paragénesis mineralógica en las zonas más externas de la aureola de contacto es representativa de la facies corneana de albíta-epidota (Turner y Verhoogen, 1963). Hacia el interior, el límite superior del metamorfismo corresponde al inicio de la facies corneana de hornblenda (Winkler, 1965), marcada por la reacción:  $\text{clorita} + \text{actinolita} + \text{epidota} + \text{cuarzo} \rightarrow \text{hornblenda}$ . Finalmente, las dos medidas de lineaciones magmáticas con buzamientos suaves ( $\sim 17^\circ$ ) indicarían la proximidad del techo del plutón.

## 6. Conclusiones

La aplicación de la técnica de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética en el plutón Pingo-Pingo permitió identificar lineaciones y foliaciones magnéticas en la aureola metamórfica y

compararlas con la fábrica cristalina del borde norte del plutón, donde esta última se manifiesta de manera macroscópica, aunque muy débil.

El plutón Pingo-Pingo desarrolló zonas de cizalla en su borde, así como una intensa aureola de metamorfismo de contacto. Este corresponde a las facies de albita-epidota y hornblenda. La intrusión somera del plutón en condiciones frágiles provocó la formación de sectores con cataclasis y una zona de mezcla metasomática en la roca de caja.

Los datos obtenidos en este estudio respaldan la hipótesis de un emplazamiento forzado para el plutón Pingo-Pingo. Éste habría adquirido una geometría en embudo, con expansión lateral predominante hacia el norte, lo que habría inducido la formación de pliegues kilométricos de ejes de rumbo este-oeste acompañados de un clivaje de plano axial vertical en la roca encajante. Las lineaciones dirigidas hacia el interior del plutón, obtenidas tanto en el mismo intrusivo como en la roca de caja inmediata al contacto plutón-roca encajante, serían reflejo de este mecanismo de emplazamiento. La inflación lateral durante el emplazamiento habría generado un espacio cercano al 30% en la roca de caja, según se deduce del plegamiento asociado. Esta interpretación se ve reforzada por el hecho de que el sector ubicado al norte del plutón es el único donde se observa plegamiento acompañado por clivaje de plano axial vertical en las rocas de caja.

### **Agradecimientos**

P. Alasino, S. Radice, L. Bello y un evaluador anónimo colaboraron en la revisión de este trabajo. Asimismo se agradece la labor editorial de D. Bertin. Los dibujos fueron confeccionados por L. Jofré.

### **Referencias**

Améglio, L.; Vigneresse, J. L. 1999. Geophysical imaging of the shape of granitic intrusions at depth: a review in understanding granites. *In* A. Castro, C. Fernandez and J. L. Vigneresse

(editores). *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*. Geological Society of London, Special Publication 168: 39–54.

Aranguren, A.; Roman-Berdiel, T.; Cuevas, J.; Tubía, J. M. 2000. *Fábrica magnética del Plutón de La Tojiza (Galicia)*. *Revista de la Sociedad Geológica* 13 (1): 121-130. España.

Bateman, R 1984. On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas. *Tectonophysics* 110: 211-231.

Borradaile, G. J. 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics* 156: 1-20.

Bouchez, J. L. 1997. Granite is never isotropic. *In* J. L. Bouchez, D. H. W. Hutton, W. E. Stephens) (editores). *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics*. *Petrology and Structural Geology* 8: 95-112.

Bouchez, J. L. 2000. Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrique des granites. *C. R. Acad. des Sciences Paris* 330: 1- 14.

Castro, A., Fernández, C., Vigneresse, J. L. 1999 (editores). *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*. Geological Society of London, Special Publications 168: 177-190.

Chadima; Jelínek, V. 2009. Anisoft 4.2: Anisotropy Data Browser for Windows, Agico.

England, R.W. 1992. The genesis, ascent, and emplacement of the Northern Arran Granite, Scotland: Implication for granitic diapirism. *Geological Society of America Bulletin* 104 (5): 606-614.

Fiannacca, P.; Russo, D.; Fazio, E.; Cirrincione, R.; Mamtani, M.A. 2021. Fabric Analysis in Upper Crustal Post-Collisional Granitoids from the Serre Batholith (Southern Italy): Results from Microstructural and AMS Investigations. *Geosciences* 11(10): 414. <https://doi.org/10.3390/geosciences11100414>.

Galadí- Enríquez, E.; Galindo- Zaldívar, J.; Simancas, J.F.; Expósito, I. 2003. Diapiric emplacement in the upper crust of a granitic body: The La Bazana granite (SW Spain). *Tectonophysics* 361: 83- 96.

García Saltzmann, A.S. 2019. Estudio de la fábrica magnética del sector oeste del granito paleoproterozoico Carpintería, Cinturón Arroyo Grande, Terreno Piedra Alta, Uruguay. Tesis de Grado, 92 p. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

Goult, N.; Dobson, A.J.; Al kindi, Sh. 2001. Gravity evidence for diapiric ascent of the Northern Arran Granite. *Journal of the Geological Society* 158 (5): 869-876.

González, J.; Niemeyer, H.; Benedetto, J.L.; Brussa, E.D. 2007. The Ordovician Quebrada Grande Formation, Cordón de Lila (Antofagasta Region, northern Chile): stratigraphic and paleogeographic significance. *Revista Geológica de Chile* 34 (2): 277- 290.

Hrouda, F. 2007. Magnetic Susceptibility, Anisotropy. *In* Gubbins, D.; Herrero- Bervera, E. (eds). *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*. 1053 p. Springer, Dordrecht, The Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4423-6-185>.

Jelínek, V. 1978. Statistical Processing of magnetic susceptibility measured in groups of specimens. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 51: 361-364.

Jelínek, V. 1981. Characterization of Magnetic Fabric of Rocks. *Tectonophysics* 79: 563-567.

Marrett, R.; Peacock, D.C.P. 1999. Strain and stress. *Journal of Structural Geology* 21: 1057-1063.

McCarthy, W.; Reavy, R.J.; Stevenson, C.T.; Petronis, M.S. 2015. Late Caledonian transpression and the structural controls on pluton construction; new insights from the Omev Pluton, western Ireland. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 106 (1): 11-28.

Molineux, S.J.; Hutton, D.H.W. 2000. Evidence for significant granite space creation by the ballooning mechanism: The example of the Ardara pluton, Ireland. *GSA Bulletin* 112 (10): 1543- 1558.

Nédélec, A.; Bouchez, J. L. 2015. *Granites: Petrology, Structure, Geological Setting and Metallogeny*. 335 p. Oxford University Press.

Niemeyer, H. 1984. La megafalla Tucúcaro en el extremo sur del Salar de Atacama: una antigua zona de cizalle reactivada en el Cenozoico. *Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones* 34: 37-45.

Niemeyer, H. 1989. El Complejo ígneo-sedimentario del Cordón de Lila, Región de Antofagasta: significado tectónico. *Revista Geológica de Chile* 16 (2): 163-181.

Niemeyer, H. y Sanhueza, M. 2016. La Orogénesis famatiniana en la Puna occidental de Argentina y en el norte de Chile. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 73 (3): 341-347.

Niemeyer, H.; Meffre, S.; Guerrero, R. 2014. Zircon U-Pb geochronology of granitic rocks of the Cordón de Lila and Sierra de Almeida ranges, northern Chile: 30 m.y. of Ordovician plutonism on the western border of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 56: 228- 241.

Niemeyer, H. 2024. The subaqueous felsic volcanism from the Upper Member of the Cordón de Lila Complex, Antofagasta region, northern Chile. *Andean Geology* 51 (3): 547- 558. doi: 10.5027/andgeoV51n3- 3736.

Palma, M.A.; Párica, P.D.; Ramos, V.A. 1986. El Granito Archibarca: su edad y significado tectónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41 (3-4): 414- 419.

Passchier, C. W.; Trouw, R. A. J. 2005. *Microtectonics*. Berlin. Springer, 1998. xiii, 371 p.

Paterson, S. R.; Vernon, R. H.; Tobisch, O. T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology* 11: 349-363.

Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W. 1998. The proto- Andean margin of Gondwana: an introduction. *In* Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W. (editores). The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society of London, Special Publication 142: 1-9.

Peralta, M., 2010. Análisis petrográfico y petrológico del Plutón Pingo-Pingo, ubicado en el Cordón de Lila, Región de Antofagasta. Memoria de título. Inédita. Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta. 97 p.

Pinotti, L.; D'Eramo, F.J.; Geuna, S.; Radice, S.; Gómez- Ortíz, D.; Vegas, N.; Coniglio, J.; Boffadosi, M.A.; Muratori, M.E.; Demartis, M.; Kostadinoff, J. 2021. Geological and geophysical methods relevant to decipher the structure and emplacement of granites: Insights from the Calmayo pluton (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 106: 103021.

Ramsay, J.G.; Huber, M. 2002. *The Techniques of Modern Structural Geology*. 400 p. Academic Press.

Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J.; Casquet, C.; Dahlquist, A.; Fanning, C.M.; Baldo, E.G.; Galindo, C.; Alasino, P.H.; Ramacciotti, C.D.; Verdecchia, S.O.; Murra, J.A.; Basei, M. A. S. 2018. A review of the Famatinian Ordovician magmatism in southern South America: Evidence of lithosphere reworking and continental subduction in the early proto- Andean margin of Gondwana. *Earth-Science Reviews*, doi: 10.1016/j.earscirev.2018.10.006.

Tarling, D, H.; Hrouda, F. 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman and Hall. 217 p. London.

Turner, F.J. 1968. *Metamorphic Petrology*. McGraw-Hill, New York. 403 p.

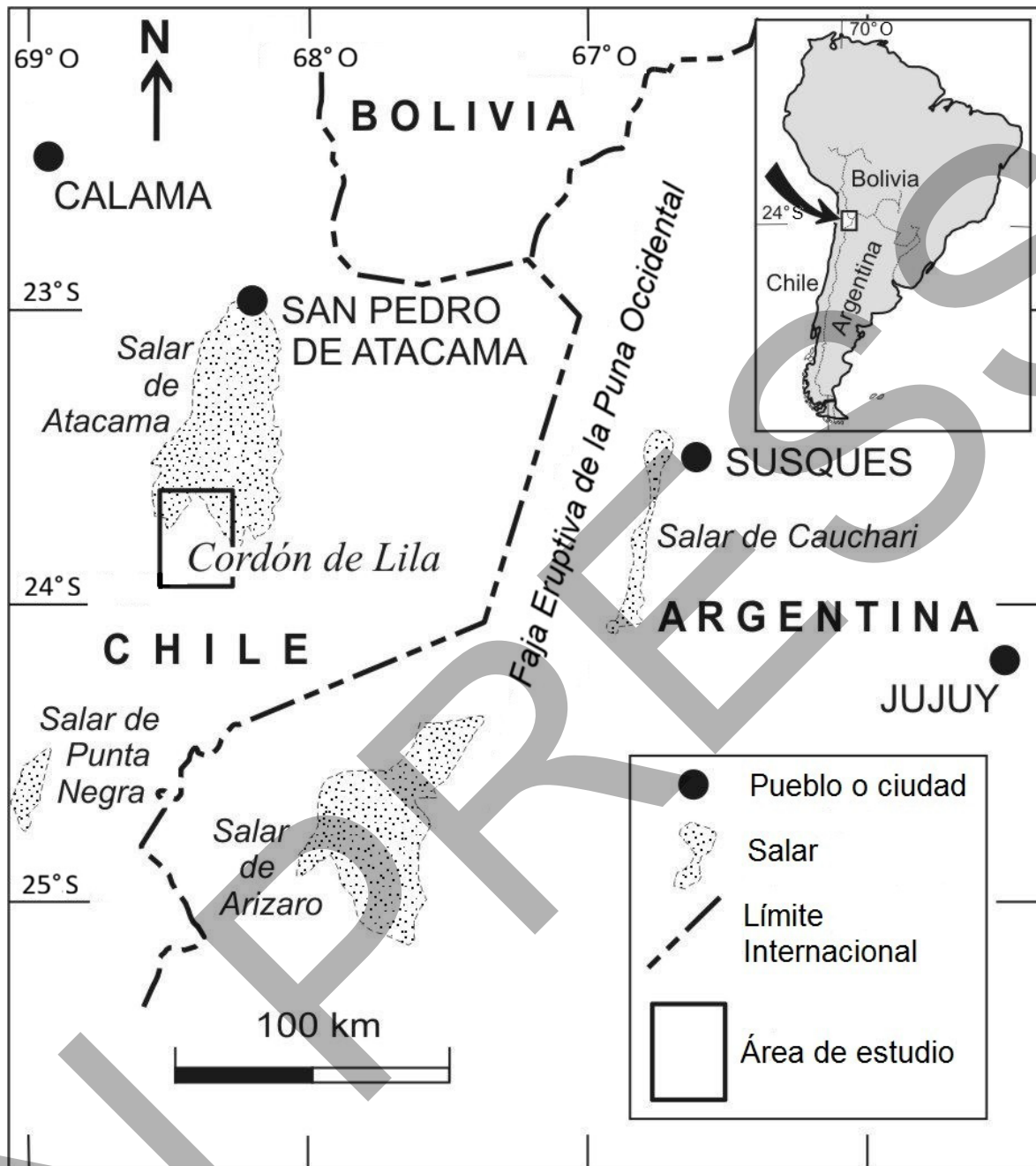
Turner, F. J.; Verhoogen, J., 1963. *Petrología Ígnea y Metamórfica*; traducción de la segunda edición norteamericana por José Ma. Fuster, Pablo Martínez Strong. Barcelona. Omega, 1963. 726 p.

Winter, J. D. 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology. 697 p. Prentice Hall.

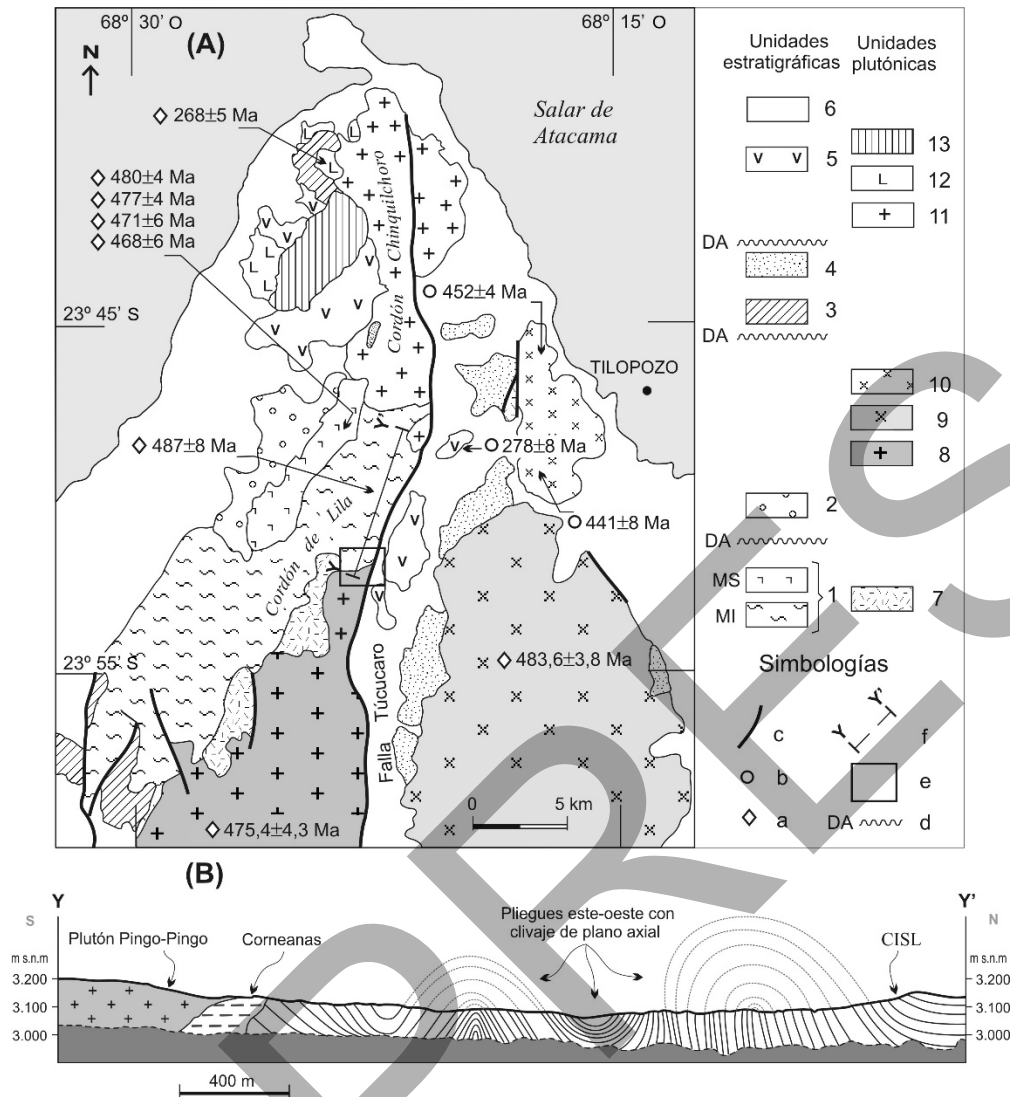
Winkler, H. G. F., 1965. Hornfels Facies of Contact Metamorphism, in Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag, pp 51-64.

Zimmermann, U., Niemeyer, H., Meffre, S., 2010. Revealing the continental margin of Gondwana: the Ordovician arc of the Cordón de Lila (northern Chile). International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau) (2010) 99 (Suppl 1): S39-S56.

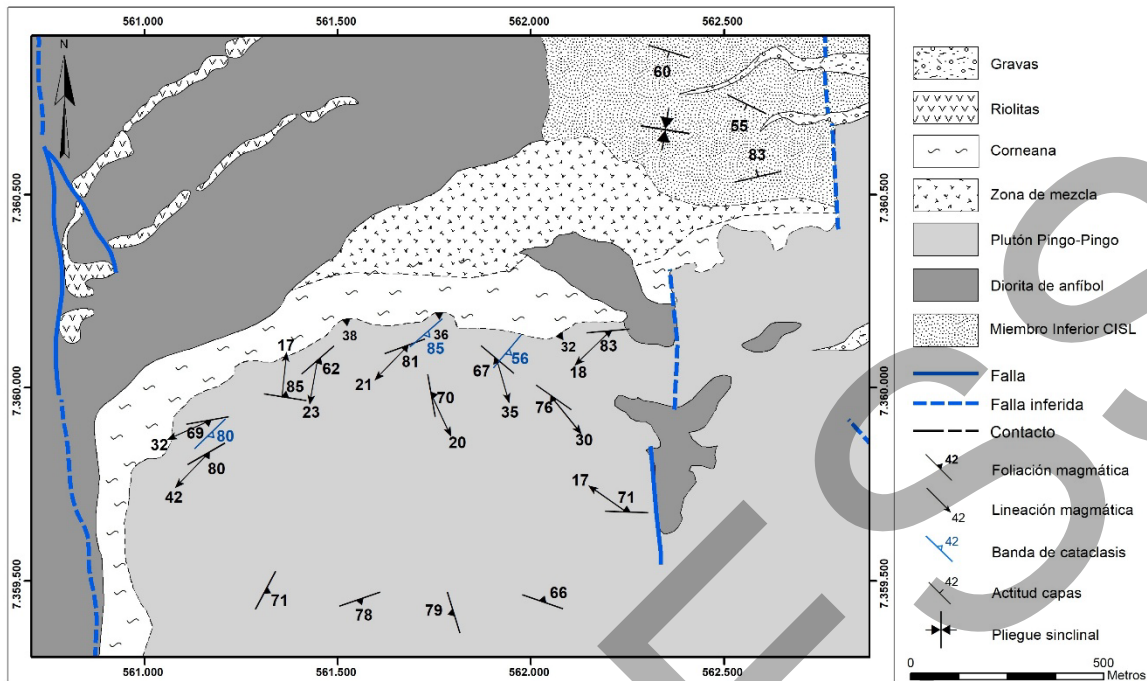
IN PRESS



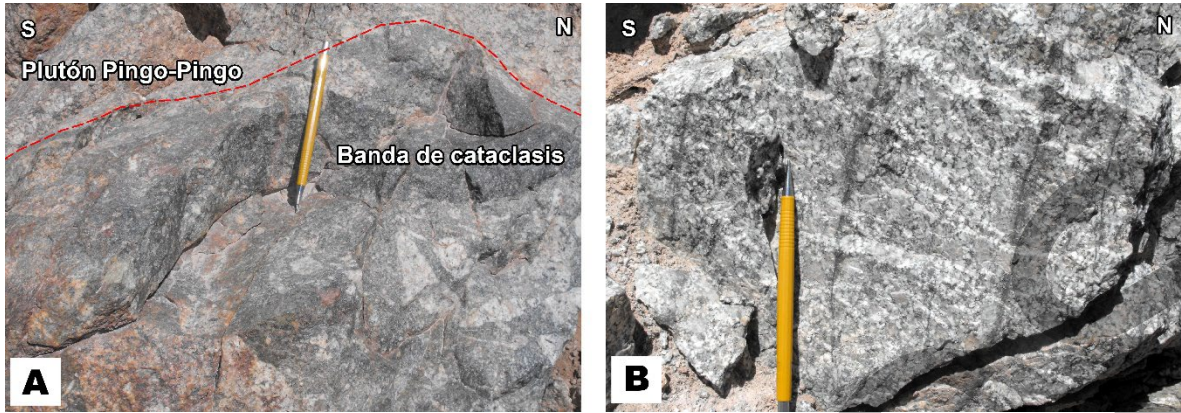
**Fig. 1.** Mapa de ubicación del área de estudio, en el Cordón de Lila, norte de Chile. Se muestra también la Faja Eruptiva de la Puna Occidental, en el noroeste de Argentina.



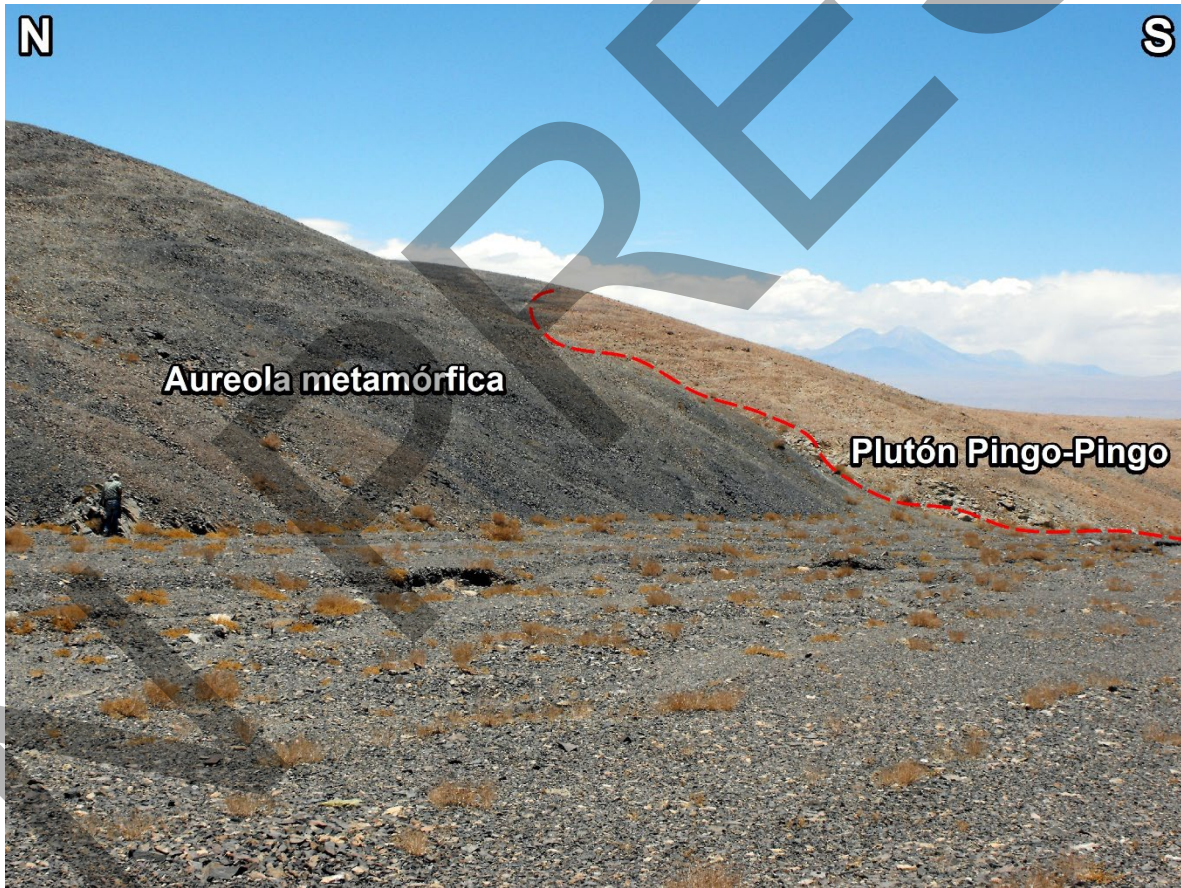
**Fig. 2. A.** Marco geológico del plutón Pingo-Pingo (ver ubicación en figura 1) **1.** Complejo Ígneo-Sedimentario del Cordón de Lila (CISL; Ordovícico). **MI:** Miembro Inferior: basaltos y turbiditas. **MS:** Miembro Superior: riolitas y brechas volcanoclásticas dacíticas con intercalaciones de turbiditas. **2.** Formación Quebrada Grande: conglomerados, areniscas y lutitas (Darriwiliano). **3.** Formación Quebrada Ancha: conglomerados, areniscas y calizas arenosas (Silúrico). **4.** Formación Lila: cuarzoarenitas y conglomerados (Devónico). **5.** Estratos de Cerro Negro: conglomerados, andesitas y dacitas (Pérmico). **6.** Gravas (Oligoceno-Holoceno). **7.** Microdiorita Cerro Alto (Ordovícico). **8.** Plutón Pingo-Pingo: monzogranito a granodiorita (Ordovícico). **9.** Monzogranito Tambillo (Ordovícico). **10.** Monzogranito Tilopozo (Ordovícico). **11.** Monzodiorita Chinquilchero (Pérmico). **12.** Diorita Cordón Chinquilchero (Pérmico). **13.** Monzogranito Quebrada del Gancho (Pérmico). Simbología: **a.** Edades U-Pb en circón, **b.** Edades K-Ar en biotita, **c.** Falla, **d.** Discordancia angular (DA), **e.** Área de estudio, **f.** Ubicación del perfil estructural YY'. **B.** Perfil estructural YY' referido en A.



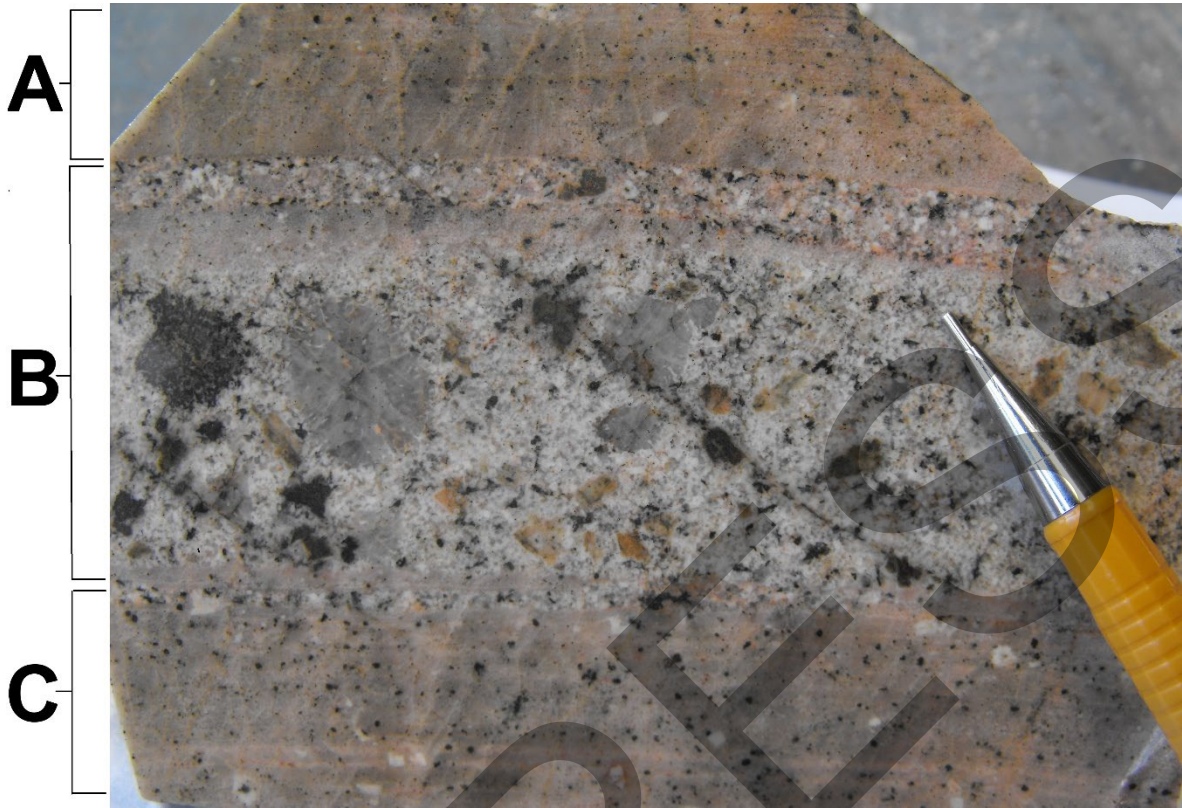
**Fig. 3.** Mapa geológico a escala 1:10.000 del borde norte del plutón Pingo-Pingo y su roca de caja (ver ubicación en figura 2). Se indican las diferentes unidades litológicas: plutón Pingo-Pingo, aureola metamórfica y roca encajante. El plutón consiste en una granodiorita. La aureola metamórfica se compone de rocas corneanas y de una zona de mezcla. La roca encajante está formada por basaltos almohadillados intercalados con turbiditas correspondientes al Miembro Inferior del CISL, además de un cuerpo intrusivo microdiorítico. Se indican también las lineaciones y foliaciones magmáticas en el plutón Pingo-Pingo, así como la actitud de las bandas de cataclasis. En la roca de caja, se dibuja un pliegue sinclinal y la actitud de sus flancos.



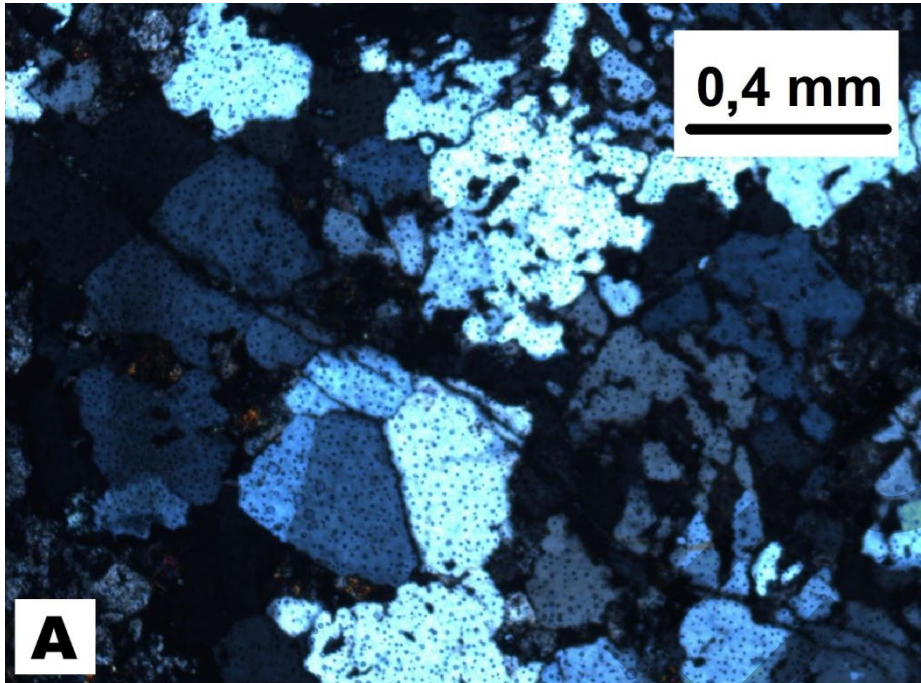
**Fig. 4.** Zonas de cataclasis y foliación metamórfica en el borde del plutón Pingo-Pingo. **A.** Banda de cataclasis. **B.** Foliación metamórfica.



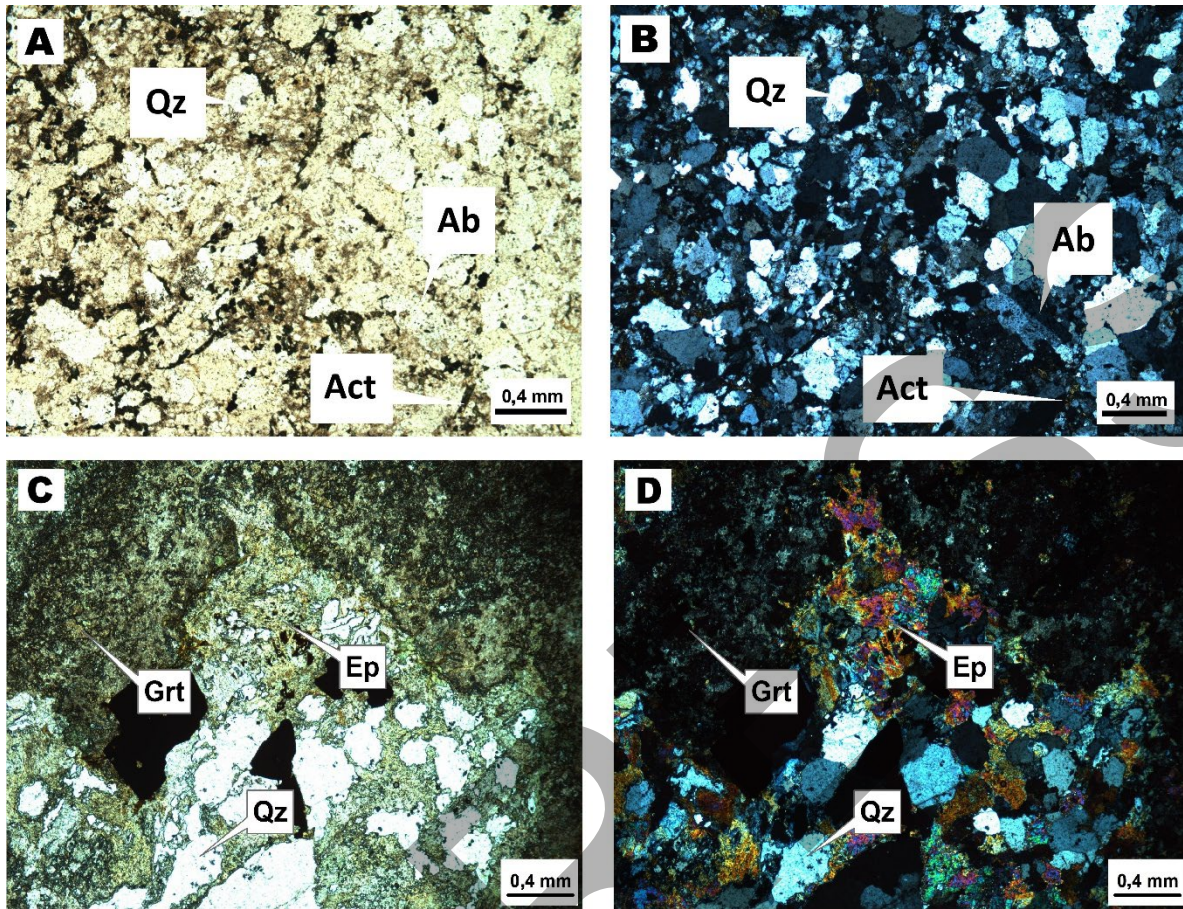
**Fig. 5.** Actitud del contacto plutón-aureola metamórfica.



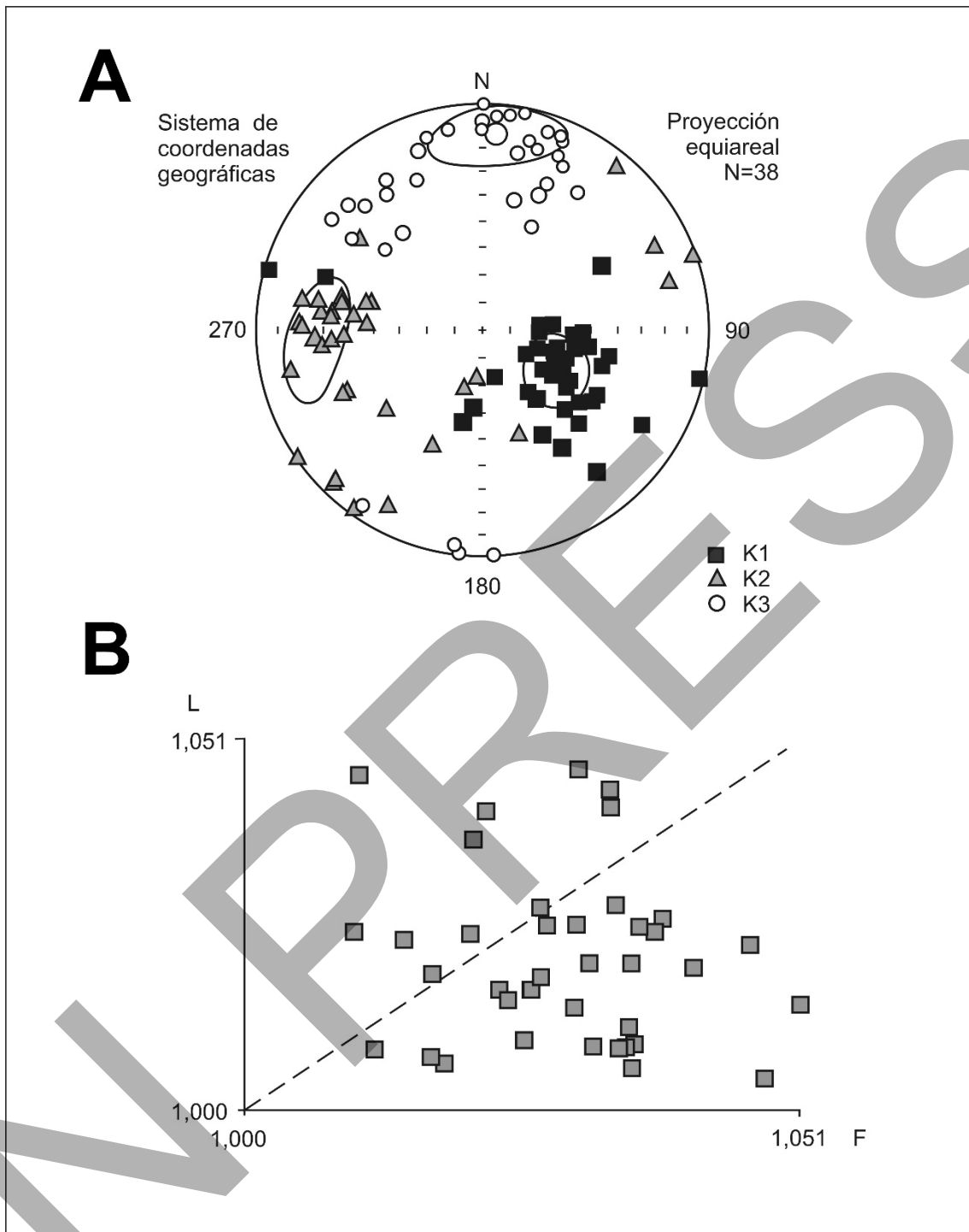
**Fig. 6.** Petrografía del contacto del plutón Pingo-Pingo, a lo largo de su zona de enfriamiento o *chilled zone*. **A, C.** Bandas de grano fino de color anaranjado compuestas por agregados microgranulares de cuarzo y feldespato. **B.** Banda de grano grueso de color blanco con fenocristales de cuarzo formando una textura holocristalina inequigranular e hipidiomorfa.



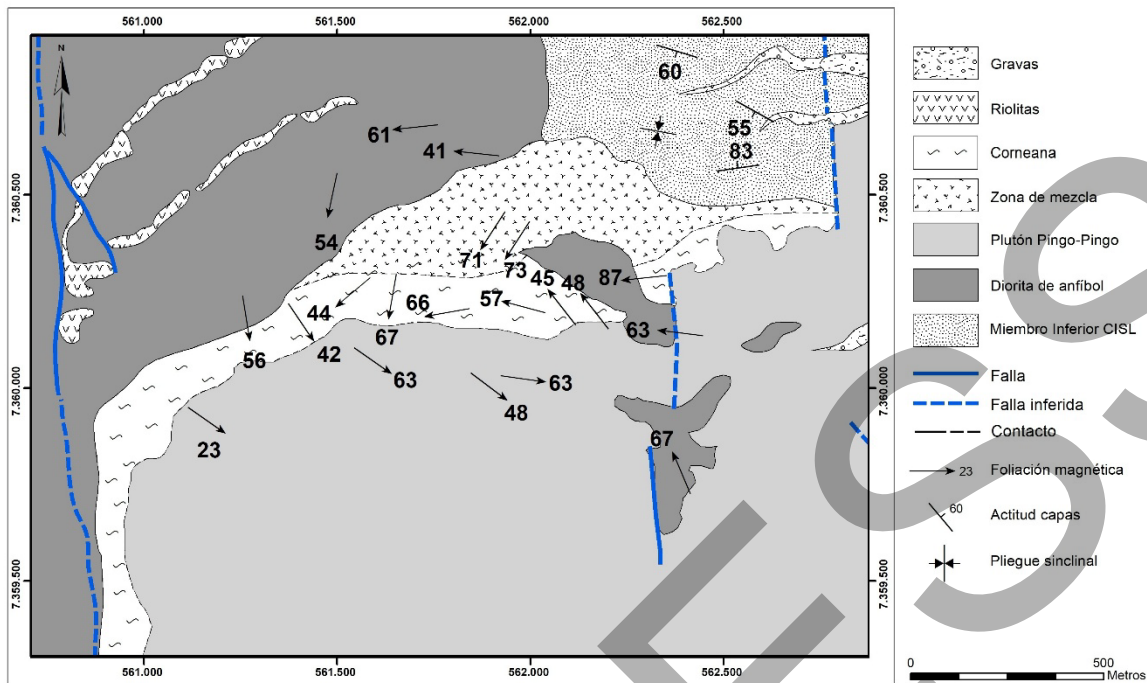
**Fig. 7.** **A.** Fotomicrografía de roca corneana con deformación frágil, dada por la presencia de microfracturas que atraviesan tanto los granos individuales como los contactos entre ellos, imagen a nícoles cruzados. **B.** Dique microdiorítico emplazado en forma perpendicular al eje del sinclinal de la roca de caja.



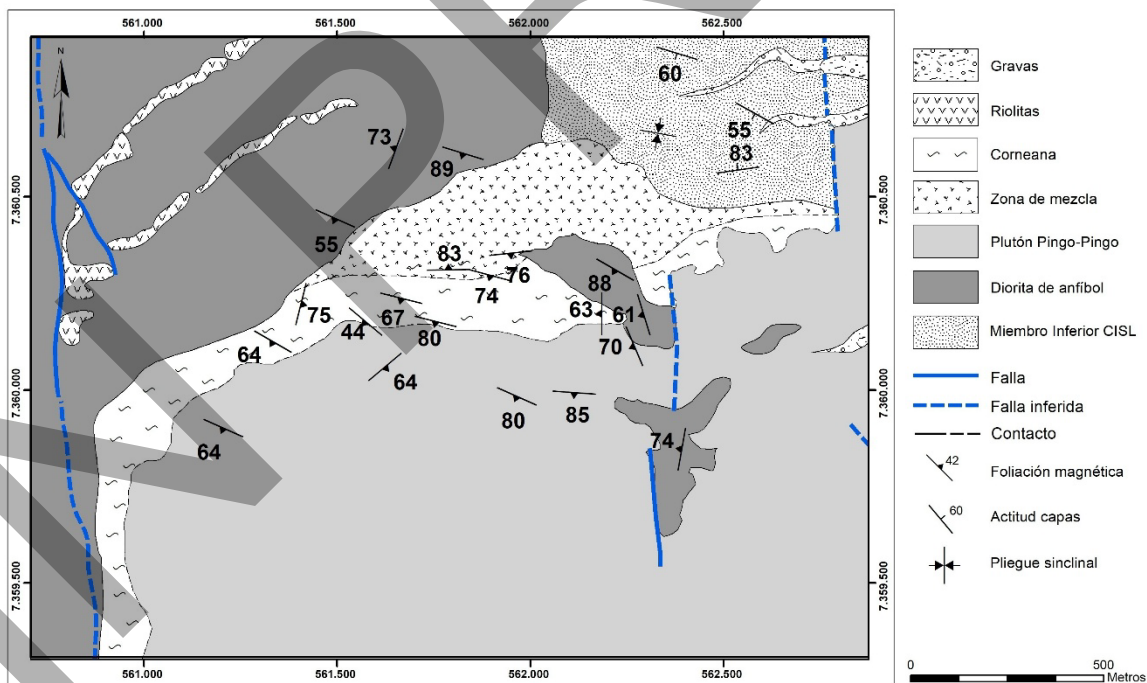
**Fig. 8.** A, B. Asociación mineralógica en la parte externa de la aureola metamórfica, a nícoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). C, D. Asociación mineralógica en la parte interna de la aureola metamórfica, a nícoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Ab: albita, Act: actinolita, Ep: epidota, Grt: granate, Qz: cuarzo.



**Fig. 9.** Diagramas de susceptibilidad magnética en el plutón Pingo-Pingo. **A.** Estereograma con las proyecciones de los ejes de susceptibilidad magnética: K1, K2 y K3. **B.** Diagrama F-L (foliación vs. lineación).



**Fig. 10.** Mapa de lineaciones magnéticas en el borde del plutón Pingo-Pingo y en la aureola metamórfica, que comprende las corneanas de hornblenda y de albita-epidota.



**Fig. 11.** Mapa de foliaciones magnéticas en el borde del plutón Pingo-Pingo y en la aureola metamórfica, que comprende las corneanas de hornblenda y de albita-epidota.

**Tabla 1.** Sitios y direcciones de los ejes de susceptibilidad magnética según el análisis ASM.

Punto	Litología	Sitio	Coordenadas UTM, zona 195		Número de especímenes	Actitudes							
			Norte	Este		K1		K2		K3		Foliación	
						Az	Inc	Az	Inc	Az	Inc	Az	Inc
13	Plutón	PP-M 01	7.359.900	561.157	9	122	23	249	54	20	26	110	64
28	Aureola	PP-M 02	7.360.398	561.295	8	167	56	18	30	279	15	9	75
29	Aureola	PP-M 03	7.360.096	561.298	11	148	42	281	38	33	26	123	64
30	Aureola	PP-M 04	7.360.208	561.534	13	224	44	130	4	36	46	126	44
31	Caja	PP-M 05	7.360.422	561.463	8	189	54	289	7	25	35	115	55
32	Plutón	PP-M 06	7.360.079	561.723	11	128	63	231	7	325	26	55	64
33	Aureola	PP-M 07	7.360.170	561.746	9	257	66	105	21	11	10	101	80
34	Aureola	PP-M 08	7.360.162	561.681	10	192	67	284	1	14	23	104	67
35	Aureola	PP-M 09	7.360.265	561.856	10	279	57	85	32	179	7	269	83
36	Caja	PP-M 10	7.360.587	561.667	15	264	61	17	7	109	17	199	73
37	Plutón	PP-M 11	7.359.976	561.985	5	127	48	286	40	25	10	115	80
38	Aureola	PP-M 12	7.360.270	561.882	7	220	71	89	13	356	14	86	76
39	Aureola	PP-M 13	7.360.270	561.882	6	219	73	112	5	21	16	111	74
40	Caja	PP-M 14	7.360.522	561.807	10	276	41	99	49	8	1	98	89
41	Plutón	PP-M 15	7.359.997	562.072	13	102	63	270	26	3	5	93	85
42	Aureola	PP-M 16	7.360.164	562.273	8	312	48	170	35	65	20	155	70
43	Aureola	PP-M 17	7.360.164	562.273	5	310	45	182	32	73	29	163	61
44	Aureola	PP-M 18	7.360.154	562.273	6	273	63	181	1	90	27	180	63
45	Caja	PP-M 19	7.360.239	562.265	7	261	87	128	2	37	2	127	88
51	Caja	PP-M 20	7.359.840	562.383	15	336	67	202	16	108	16	198	74

Az: azimut, Inc: inclinación.