

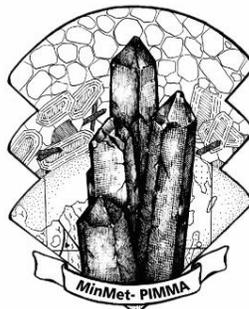
Congreso de Mineralogía, Petrología Ígnea y Metamórfica, y Metalogénesis (XIII MINMET y IV PIMMA)

Ciudad de Córdoba
7, 8 y 9 de agosto - 2019



ACTA DE RESÚMENES

Organizado por
Asociación Mineralógica Argentina
COMPETRO - Comisión de Petrología de la
Asociación Geológica Argentina



MODELADO DEL EQUILIBRIO DE FASES DE LA FUSIÓN PARCIAL DEL BASAMENTO PALEOZOICO DE SAN MARTÍN DE LOS ANDES

Samanta SERRA-VARELA^{1*}, Pablo GONZÁLEZ¹, Raúl GIACOSA^{1,2}, Nemesio
HEREDIA³

¹: Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG). CONICET-UNRN.
Avenida Roca 1242. General Roca, Río Negro.

²: Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). Delegación Comahue,
Independencia 1495, General Roca, Río Negro.

³: Instituto Geológico y Minero de España, c/Matemático Pedrayes 25, 33005 Oviedo,
España.

*Autor correspondiente: ssvarela@unrn.edu.ar

Abstract

Phase equilibria modelling of the partial melting conditions of the Paleozoic basement in San Martín de los Andes. This work is focused on the determination of P-T conditions for the and pressure of this event between 680° and 736°C and 4-5.4 kbar metamorphic rocks in San Martín de Los Andes area that have reached anatexis conditions. Basement rocks in this area comprise high-grade Lower Paleozoic metamorphic rocks from Northpatagonian Andes. In order to accomplish this, microtextural analysis, pseudosection modelling and a conventional geothermometer have been used. The combination of these methods allows us to constrain the temperature.

Palabras claves: pseudosección P-T – fusión parcial – Termometría Ti en biotita – Andes Norpatagónicos

Keywords: P-T pseudosection – partial melting – Ti in biotite thermometry – Northpatagonian Andes

Introducción

Las rocas metamórficas de alto grado de la zona de San Martín de los Andes (provincia de Neuquén), constituyen el basamento Paleozoico inferior de los Andes Norpatagónicos en el que se intruyen rocas ígneas plutónicas de edad devónica (Serra-Varela et al., 2019). Este basamento metamórfico está representado por esquistos, granofels y migmatitas. Las rocas presentan hasta tres foliaciones tectónicas, donde la foliación S₂ es la estructura más penetrativa de las rocas y contiene la paragénesis de mayor grado metamórfico observada. La foliación S₁ es una foliación relíctica dentro de los dominios de clivaje en las rocas esquistosas. La foliación S₃ se presenta en rocas sin fusión parcial aparente como un clivaje de crenulación con desarrollo de una paragénesis de menor grado metamórfico.

El evento metamórfico principal se define en los esquistos por una paragénesis de Qtz + Pl + Bt + Crd + Sil + Ilm ± Kfs ± Tur ± Gr (Abreviaturas minerales según Siivola y Schmidt, 2007), la cual indica condiciones de metamorfismo de baja presión y temperaturas intermedia a alta. De forma retrograda se encuentra una paragénesis de Chl + Prh + Ser, sobreimpuesta a la asociación metamórfica de alto grado. El evento de fusión parcial que dio origen a las migmatitas de San Martín de los Andes está relacionado con el desarrollo de la foliación S₂ ya que se generan leucosomas concordantes con esa foliación en lugares donde el porcentaje de fusión parcial es bajo. En lugares con mayor proporción de fusión parcial, los leucosomas coalescen lateralmente formando cuerpos tabulares discordantes con la foliación. En las migmatitas se observa una fase de plegamiento que estaría relacionada con la anteriormente mencionada foliación S₃.

El objetivo de esta contribución es evaluar las condiciones de presión y temperatura de las migmatitas del basamento de San Martín de los Andes, usando el cálculo de pseudosecciones en conjunto con un geotermómetro puntual.

Métodos

Selección de la muestra y petrografía

El cálculo de las condiciones de P-T basado en modelos termodinámicos para migmatitas es complejo. La principal dificultad reside en que es común durante la anatexis que se produzca migración de elementos químicos en el fundido causando que la composición química final difiera de la del protolito original (Brown, 2007; White y Powell, 2002; White, 2008). Este proceso resulta una complicación en el momento de determinar la composición inicial a fin de lograr un correcto modelado de las condiciones de P-T para una migmatita. Por otra parte, hallar rocas metamórficas de alto grado sin evidencias de fusión parcial aparente (por ejemplo, con ausencia de leucosomas) no significa que éstas no hayan sido afectadas por los procesos de fusión parcial (White, 2008). Además, para lograr la movilización y consecuente acumulación de fundido, es necesario contar con un porcentaje de fundido de más de ~7 % en volumen (MCT: *melt connectivity transition*; Rosenberg y Handy, 2005). Esto implica que rocas cuyo porcentaje de fusión parcial haya sido menor al valor de conectividad de fundido (MCT) presentan microleucosomas que permanecen *in situ* en la roca sin alterar su aspecto general. Por esta razón es conveniente que las rocas que se utilicen para realizar estimaciones de las condiciones P-T de formación de las migmatitas, no hayan sufrido una gran movilización de elementos químicos por migración del fundido, lo que se traduciría en una roca con bajo porcentaje de fusión parcial y donde además se haya retenido del fundido generado.

En base a lo anteriormente expuesto, la muestra seleccionada para realizar el cálculo de las condiciones de presión y temperatura es una roca de protolito sedimentario con una fábrica esquistosa de grano medio, con una foliación espaciada penetrativa (que se asigna a S₂) dada por la alternancia de bandas lepidoblásticas de biotita y sillimanita con microlitones de cuarzo y plagioclasa. Esta foliación se encuentra crenulada por una fase de plegamiento posterior (F₃). La asociación mineral de la roca está dada por Qtz + Pl + Bt + Sil + Ilm + Crd. Si bien la roca no es una migmatita (no es una roca heterogénea en la macroescala con dos o más partes petrográficamente diferentes) según las definiciones de Ashworth (1985) y Sawyer (2008), microestructuras que evidencian la presencia de fundido en la roca fueron determinadas durante el estudio de la sección delgada. Entre las microestructuras encontradas cabe mencionar el crecimiento de cristales de plagioclasa y cuarzo anhedrales en bordes de cristales con caras cristalinas bien desarrolladas, así como cristales de cuarzo y plagioclasa rodeando cristales de biotita con bordes redondeados. Además, se observan cristales de cordierita con coronas de plagioclasa anhedral, con bordes de grano engolfados entre cristales de cuarzo. Estas coronas pueden ser explicadas como una reacción inversa a aquella que originó el fundido, entre los cristales peritéticos de cordierita y el fundido en enfriamiento (Brown, 2002; Vernon, 2011). Además, este esquistito presenta un elevado porcentaje modal de biotita y una baja proporción de cordierita, lo que podría indicar que se encuentra en la etapa inicial de los procesos de fusión parcial y que por lo tanto la generación de fundido sería incipiente (Sawyer, 2008).

En vista de las microestructuras que evidencian procesos de fusión parcial en la roca y, si la generación de fundido fue incipiente y no alcanzó a moverse, esta muestra podría no haber experimentado pérdida considerable de elementos químicos por movilización en el fundido. Por lo tanto, la composición química de esta roca podría ser considerada similar a la composición química previa a la fusión parcial (Sawyer, 2008).

Química mineral

Para esta muestra, se realizaron además análisis de química mineral en cristales de biotita en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X (LAMARX) de la Universidad Nacional de Córdoba (Argentina) con una microsonda JEOL modelo Superprobe JXA-8230. Las condiciones de análisis fueron 15 kv de aceleración de corriente y 10 a 20 nA de intensidad de corriente.

Estos análisis se utilizaron para calcular el termómetro de Ti en biotita. Este termómetro fue implementado por Henry et al. (2005) para estimar temperaturas de metamorfismo en rocas pelíticas con grafito, rutilo y/o ilmenita que hubiesen alcanzado el equilibrio entre 450° y 800°C y 4 y 6 kbares de presión.

Cálculo de pseudosecciones

Para el cálculo de presión y temperatura se confeccionaron pseudosecciones P-T basadas en la composición química global del esquisto descrito previamente con el programa Theriak-Domino (De Capitani y Petrakakis, 2010) con la base de datos termodinámicamente consistente de Holland y Powell (1998) en el sistema Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-O₂ (NCKFMASHTO). Los modelos de soluciones sólidas utilizados fueron los siguientes: plagioclasa (Holland y Powell, 2003); granate, biotita y fundido granítico (White et al., 2007); clorita (Mahar et al., 1997); mica blanca (Coggon y Holland, 2002); ilmenita (White et al., 2000); magnetita y ortopiroxeno (White et al., 2002); estaurolita, cordierita y epidoto (Holland y Powell 1998). Además, para el recálculo de los componentes se realizó la corrección del contenido del CaO por Ca en apatita. La estimación de la proporción de hierro ferroso y férrico utilizada en el modelado de la muestra se estimó considerando que la misma presenta ilmenita estable en la paragénesis. Para estimar este porcentaje se confeccionó una pseudosección T-XFe³⁺ donde XFe³⁺ es la relación Fe³⁺/(Fe²⁺+Fe³⁺). La presencia de ilmenita como la fase estable sugiere una baja fugacidad de oxígeno. En base a este diagrama, se seleccionó una proporción de 0.022 la cual permite estabilizar ilmenita en un amplio rango de presión y temperatura. El contenido de H₂O utilizado para el cálculo fue ajustado de manera tal que cumpla dos condiciones: sature los campos del subsolidus y sea un contenido mínimo tal que sature la curva del solidus de manera tal que inmediatamente toda el agua sea absorbida por la fase fundida. Este último punto nos permite asumir la no presencia de agua libre en el suprasolidus.

Resultados

Termómetro Ti en biotita

El termómetro Ti en biotita de Henry et al., (2005) puede ser utilizado en rocas metapelíticas que contengan ilmenita y/o rutilo y grafito, y que hayan sido estabilizadas entre alrededor de 4 y 6 kbar. Si bien la roca analizada no presenta grafito, este termómetro ha sido utilizado con éxito por otros autores en rocas que no presentaban este mineral (Erić et al., 2009).

Las biotitas analizadas son de coloración marrón-rojizas y definen la foliación S₂. Presentan contenidos de SiO₂ entre 33.65 y 34.83%, FeO entre 18 y 19.9% y MgO entre 8.0 y 8.6%, y se ubican en el campo de las siderofilitas según las clasificaciones de Guidotti (1984) y Deer et al. (1992). Con relación a los contenidos de Ti (apfu) normalizados a 22 oxígenos, varían entre 0.29 y 0.37 y los de XMg entre 0.42 y 0.46. Estos valores se corresponden con temperaturas entre 650° y 686°C (Fig. 1).

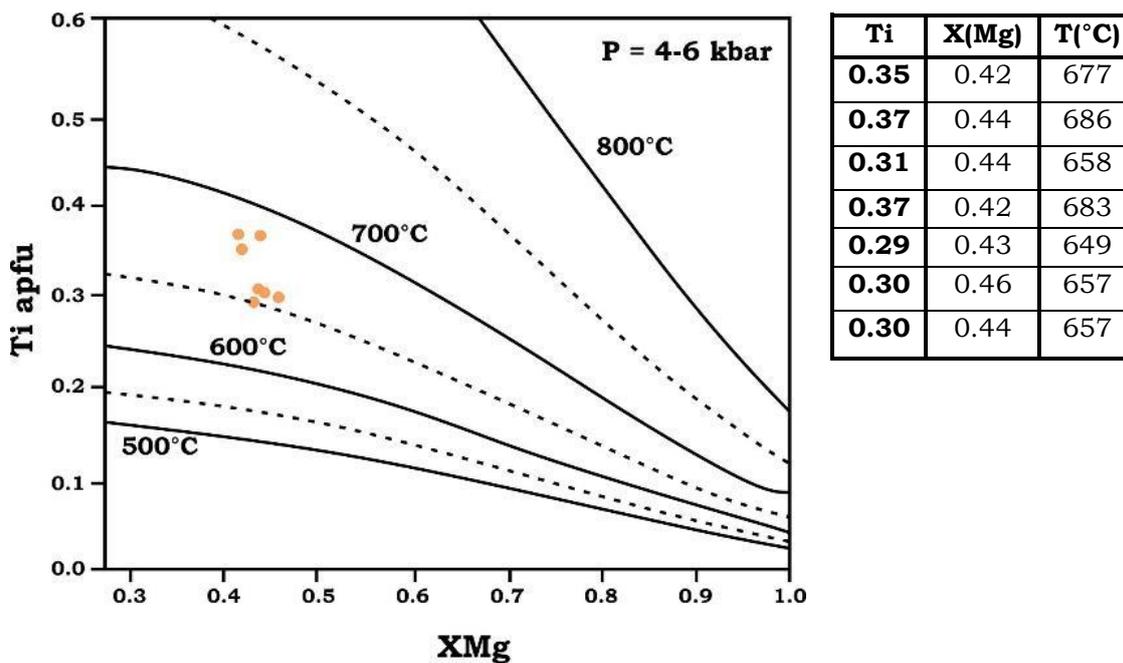


Figura 1: Diagrama Ti vs XMg para el termómetro de Ti en biotita según Henry et al. (2005). La línea punteada marca 50°C de diferencia entre las líneas sólidas. En la tabla se presentan los valores de Ti y XMg para cada cristal de biotita y el cálculo de su temperatura correspondiente

Pseudosección P-T

La pseudosección representa los campos de estabilidad de las asociaciones minerales en equilibrio posibles para la composición química de la roca. Se observa que la temperatura a la cual es estable la paragénesis observada (Qtz + Pl + Bt + Sil + Ilm + Crd + fundido) se encuentra limitada entre el comienzo de la fusión parcial y la aparición del feldespato potásico. En cuanto a la presión, la misma se observa limitada por la aparición de la cordierita y la ausencia de granate en la paragénesis mineral. De esta manera, este campo se encuentra limitado en un rango de presión entre 3 y 5,4 kbar y entre 664° y 780°C de temperatura (Fig. 2).

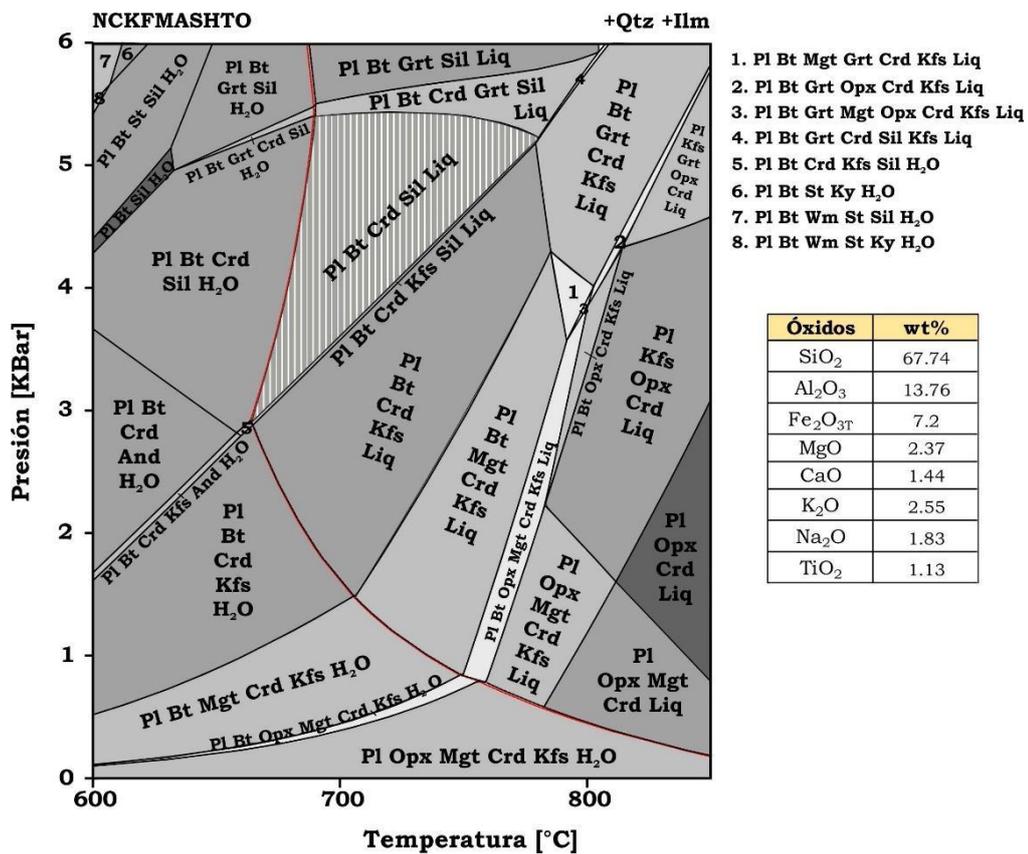


Figura 2: Pseudosección P-T calculada. En líneas punteadas, línea de saturación de agua (roja), solidus (negra). Entre la línea de saturación de H₂O y la línea del solidus coexisten H₂O libre y una fase fundida. Abreviaturas minerales: Biotita (Bt); Cuarzo (Qtz); Plagioclasa (Pl); Granate (Grt); Ortopyroxeno (Opx); Ilmenita (Ilm); Magnetita (Mag); Silimanita (Sil); Mica blanca (Wm); Feldespato potásico (Kfs); Fundido (Liq); Andalucita (And). En sombreado se marca el campo que presenta la paragénesis observada en la muestra. Se incluye la composición química utilizada para realizar la pseudosección.

Con el objetivo de reducir el rango de presión y temperatura del campo obtenido con la pseudosección P-T, se construyeron isopleetas de XMg (Mg/Mg+Fe) en biotita, de porcentaje modal de cordierita y porcentaje de fundido (Fig. 3). Al analizar estas isopleetas se puede observar que el campo anteriormente mencionado se reduce a condiciones de temperatura entre 680° y 736°C y de presión entre 4,3 y 5,4 kbar (Fig. 3). Para poder comparar el porcentaje de cordierita se realizó un conteo modal en la sección delgada donde se obtuvo un porcentaje de cordierita de 2.8%. Este valor queda comprendido en el campo anteriormente mencionado, lo que hace pensar que los rangos de temperatura y presión obtenidos son correctos. Por otra parte, al analizar las isopleetas de porcentaje de fundido se observa que en este campo el porcentaje es muy bajo, en coincidencia con lo planteado anteriormente al observar las microestructuras de la roca y explicaría la falta de una heterogeneidad textural en la roca macroscópicamente, donde el fundido no se habría movilizado para formar neosomas.

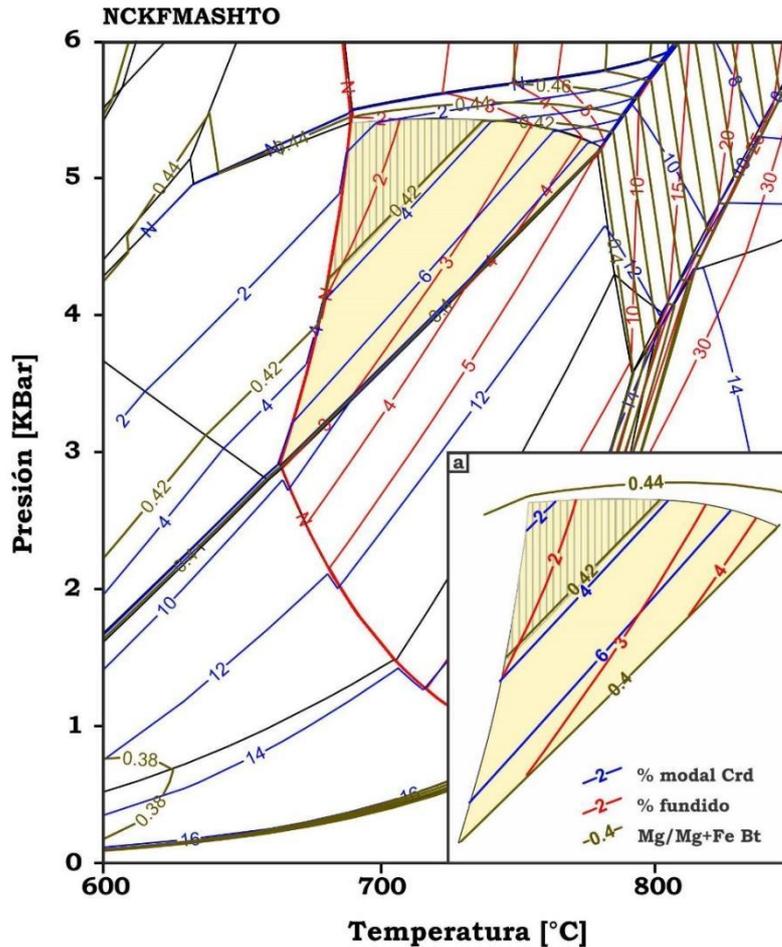


Figura 3. Isopletas calculadas sobre la pseudosección PT de la Fig. 2.

a. Detalle del campo de estabilidad de la paragénesis observada en la muestra.

En sombreado rayado rango de estabilidad limitado por los valores de XMg en biotita.

Discusión y conclusiones

Si bien el cálculo de presión y temperatura para rocas con anatexis es complejo debido a la pérdida y movilización de elementos químicos durante el proceso de fusión parcial, se ha intentado establecer las condiciones para rocas con dicho proceso en la zona de San Martín de los Andes, utilizando una muestra que presentara un bajo porcentaje de fusión parcial. La petrografía clásica aplicada en la caracterización paragenética y la determinación de microestructuras que evidencian fusión parcial incipiente en la roca analizada, combinado con análisis químicos de roca total y técnicas analíticas puntuales como la química mineral han permitido estimar las condiciones de P-T para las rocas del área de San Martín de los Andes durante el Paleozoico inferior.

El cálculo de la temperatura en estas rocas mediante el uso del termómetro Ti en biotita arroja valores entre 650° y 686°C. Sin embargo, los resultados observados en la pseudosección P-T sugieren temperaturas mayores (664° a 780°C). Esta diferencia de temperatura podría deberse al evento retrógrado que afecta a estas rocas posteriormente al pico metamórfico y relacionado con la tercera fase de deformación. Además, estas condiciones son consistentes con la composición de la biotita (XMg 0,42 - 0,44), la cual permitió acotar con mayor precisión las condiciones P-T entre 680° y 736°C y entre 4,3 y 5,4 kbar. Estas condiciones concuerdan con el porcentaje modal de cordierita (ca. 2,8%) y el bajo porcentaje de fundido que caracteriza a esta roca, caracterizada por la ausencia de segregados de fundido.

En la zona de estudio se encuentran rocas de tipo metatexitas y diatexitas las cuales presentan un elevado porcentaje de fusión parcial. Teniendo en cuenta los resultados

observados en la pseudosección, en especial las isopletras de porcentaje de fundido, estas rocas podrían representar la continuación de la trayectoria metamórfica hacia mayores temperaturas o siguiendo una trayectoria de descompresión. Ambas hipótesis sugieren condiciones de bajas presiones para la anatexis durante Paleozoico temprano en el basamento de San Martín de los Andes.

Agradecimientos

Los trabajos de campo fueron realizados dentro del Parque Nacional Lanín. Expresamos nuestro agradecimiento al PN, especialmente al guardaparque Guillermo D'Oliveira de la Seccional Lolog por la ayuda brindada. Además, quisiéramos agradecer al Dr. Sebastián Verdecchia por la asistencia brindada para los cálculos de los diagramas y al Dr. Alfonso Sola por los comentarios que mejoraron este trabajo. Los trabajos de campo y análisis químicos se realizaron mediante apoyo económico del PIP-CONICET 112-201101-00324 y del proyecto TORANDES (CGL2012-38396-C03) del Plan Nacional de I+D+i de España.

Referencias

- Ashworth, J. R. (1985). Introduction. En: *Migmatites* (J. R. Ashworth, ed.) Blackie, Glasgow, UK. 1-35
- Brown, M. (2002). Retrograde processes in migmatites and granulites revisited. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(1), 25-40.
- Brown, M. (2007). Crustal melting and melt extraction, ascent and emplacement in orogens: mechanisms and consequences. *Journal of the Geological Society*, 164(4), 709-730.
- Coggon, R., Holland, T. J. B. (2002). Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(7), 683-696.
- De Capitani, C., Petrakakis, K. (2010). The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist*, 95(7), 1006-1016.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1992). *An introduction to the rock-forming minerals* (2nd Edition). Prentice Hall, Longman.
- Diener, J. F. A., Powell, R. (2010). Influence of ferric iron on the stability of mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*, 28(6), 599-613.
- Erić, S., Logar, M., Milovanović, D., Babić, D., Adnadević, B. (2009). Ti-in-biotite geothermometry in non-graphitic, peraluminous metapelites from Crni vrh and Resavski humovi (Central Serbia). *Geologica Carpathica*, 60(1), 3-14.
- Guidotti, C. V. (1984). Micas in metamorphic rocks. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 13(1), 357-467.
- Henry, D. J., Guidotti, C. V., Thomson, J. A. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90(2-3), 316-328.
- Holland, T. J. B., Powell, R. (1998). An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(3), 309-343.
- Holland, T., Powell, R. (2003). Activity-compositions relations for phases in petrological calculations: An asymmetric multicomponent formulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145(4), 492-501.
- Mahar, E., Baker, J. M., Powell, R., Holland, T., Howell, N. (1997). The effect of Mn on mineral stability in metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 15, 223-238.
- Rosenberg, C.L., and Handy, M.R., (2005). Experimental deformation of partially melted granite revisited: Implications for the continental crust: *Journal of Metamorphic Geology*, 23, p. 19–28.
- Sawyer, E. W. (2008). *Atlas of Migmatites*. (P. B. Cavers, Ed.) (Special Pu). Ottawa, Ontario, Canada: The Canadian Mineralogist.

- Serra-Varela, S., Gonzalez, P., Giacosa R., Heredia N., Pedreira D., Martín-González F., Sato A. (2019). Evolution of the Palaeozoic basement of the North Patagonian Andes in the San Martín de los Andes area (Neuquén, Argentina): Petrology, age and correlations. *Andean Geology*, 1: 102-130.
- Siivola, J., Schmid, R., (2007). List of Mineral abbreviations. IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks 1–14.
- White, R. W., Powell, R., Holland, T., Worley, B. a. (2000). The effect of TiO₂ and Fe₂O₃ on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: mineral equilibria calculations in the system K₂O-FeO-MgOAl₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-Fe₂O₃. *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 497-511.
- White, R. W., Powell, R., Clarke, G. L. (2002). The interpretation of reaction textures in Fe-rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, Central Australia: Constraints from mineral equilibria calculations in the system. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(1), 41-55.
- White, R. W., Powell, R., Holland, T. J. B. (2007). Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 25, 511-527