CONICET

UNC Universidad Nacional de Córdoba

C I C T E R R A

FCEFyN

Doctorado en Ciencias Geológicas
FCEFyN - UNC



"Estudio petrológico, geoquímico, isotópico y geocronológico de granitos peraluminosos tipo A del Paleozoico superior en Sierras Pampeanas: batolitos de Achala y Vinquis"



Matías Martín Morales Cámera

Tesis Doctoral

2019



Director: Dr. Juan A. Dahlquist

TESIS DOCTORAL

Matías Martín Morales Cámera

Para obtener el grado de DOCTOR EN GEOLOGÍA otorgado por la UNIVERSIDAD NACIONAL DE CÓRDOBA

Estudio petrológico, geoquímico, isotópico y geocronológico de granitos peraluminosos tipo A del Paleozoico superior en Sierras Pampeanas: batolitos de Achala y Vinquis

Petrological, geochemical, isotopic and geochronological study of Upper Paleozoic peraluminous A-type granites from the Sierras Pampeanas: Achala and Vinquis batholiths

Tesis Doctoral DIRIGIDA por:

JUAN ANDRÉS DAHLQUIST (Director), Profesor, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. Investigador Independiente, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

Esta Tesis Doctoral se ha realizado físicamente en el Centro de Investigaciones de Ciencias de la Tierra (CICTERRA), unidad de doble dependencia perteneciente a la Universidad Nacional de Córdoba y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

La presente Tesis fue ejecutada gracias a la ayuda de una BECA INTERNA DOCTORAL, otorgada por resolución DN° 1188 de fecha 16 de Abril de 2014, desde el 24 de Abril de 2014 hasta el 31 de Marzo de 2019, por el CONICET al Geólogo Matías Martín Morales Cámera.

La Carrera del DOCTORADO EN CIENCIAS GEOLOGICAS fue efectuada en la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (FCEFyN) de la Universidad Nacional de Córdoba (UNC). El tribunal de seguimiento de dicha tesis estuvo conformado por los Drs. Juan A. Dahlquist (FCEFyN, UNC), Raúl Lira (FCEFyN, UNC) y Juan E. Otamendi (FCEFQyN, UNRC). El tribunal evaluador de dicha tesis estuvo conformado por los Drs. Raúl Lira (FCEFyN, UNC), Juan E. Otamendi (FCEFQyN, UNRC) y Lucio Pinotti (FCEFQyN, UNRC).

La investigación llevada a cabo por el doctorando fue financiada por los siguientes subsidios otorgados a Proyectos de Investigación: PICT-2013 0226 y PICT-2016 0843 financiados por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (Anpcyt) del ex Ministerio de Ciencia, Tecnología e Innovación Productiva (degrado actualmente a Secretaria); PIP 2015-2017 financiado por el CONICET; los PID 2014 y 2016 financiados por la Secretaria de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional de Córdoba. También por el aporte de los proyectos binacionales CONICET-FAPESP 2013–2014 y 2018 (Argentina y Brasil) y por el CGL-2016-76439-P (España).

La defensa oral para cumplir con los requisitos para el otorgamiento de grado de Doctor en Ciencias Geológicas por parte del Geólogo Matías M. Morales C. se realizó el día 21 de Marzo de 2019 en la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba, otorgándole una nota de Diez Laureado.

Agradecimientos

Quisiera hacer llegar mis más sinceros agradecimientos a todas aquellas personas que de una u otra forma han contribuido al desarrollo de este proyecto, porque sin ellos no habría sido posible llevarlo a cabo.

En primer lugar, me gustaría agradecer a mi director Juan A. Dahlquist por su buena guía en todos estos años de trabajo en petrología ígnea que empezaron a fines del año 2012 con el comienzo del desarrollo de la tesina de grado. En particular quiero destacar su compromiso con el trabajo y responsabilidad en sus obligaciones como director, garantizando los fondos y la obtención de muchos de los datos aportados en la tesis. También la buena predisposición para discutir y tratar cualquier problemática que fuera surgiendo con el desarrollo del proyecto. Finalmente resaltar la importancia de sus sugerencias al momento de realizar campañas, la obtención datos de laboratorio y la realización de publicaciones, que permitieron que este proceso finalice adecuadamente.

También agradecer al grupo de investigación PAMPRE, al cual pertenezco. Muchos de sus miembros me han aportado de alguna u otra forma, principalmente en discusiones de índole petrológica, enriqueciendo con ello el manuscrito final. Así que van mis agradecimientos a Edgardo Baldo, Juan Murra, Seba Verdecchia, Fernando Colombo, Carlitos Rammaciotti, Pablo Alasino, Mariano Larrovere, Marquitos Macchioli Grande, Pri Zandomeni, Juan A. Moreno, Cesar Casquet, Carmen Galindo, Bob Pankhurst y Carlos Rapela.

A mi familia y amig@s por el cariño y la fuerza transmitida en estos años. En particular a mi novia, Pamela, por compartir el camino del geólogo día a día, por el aguante y el cariño infinito transmitido. También a mi madre por su acompañamiento emocional y estar siempre al pie del cañón. Finalmente, a mi viejo por transmitirme la pasión y la aventura de adentrarse en las sierras y que quizá inconscientemente fue quien me motivó a inscribirme en geología.

A todos los que me acompañaron a los viajes de campo. Fundamentalmente quiero agradecer a los que estuvieron conmigo en las campañas que dirigí. Su compañía fue muy importante para atravesar las distintas vicisitudes que nos tocó vivir. Va mi agradecimiento especial para Tincho Walsh, Facundo Cecenarro, Alexis Castillo, Alan Chevalley y Pamela Martíno.

A todos los integrantes del CICTERRA con los que compartí lugar de trabajo durante los cinco años de investigación y que hicieron de él un agradable lugar para trabajar. En particular a mis compañeros de oficina Emi Sferco, Nico Feltes y Facu Meroi por tantos momentos, lindas charlas y buenos consejos.

A los técnicos del LabGeo de la FCEFyN, Pepón y la Gra, por su importante aporte en el procesamiento de muestras y realización de cortes delgados, fundamentales para la obtención de todos los datos aportados en esta tesis.

También van mis agradecimientos a los miembros del tribunal de seguimiento, Raúl Lira y Juan Otamendi, por sus importantes sugerencias a lo largo del proceso de realización de la tesis y sobre el manuscrito final.

Finalmente, y no menos importante, al Estado Argentino que financió enteramente esta investigación, otorgándome una beca en forma de estipendio mensual. También mediante subsidios a proyectos para la obtención de todos los datos de esta tesis. Así mismo el lugar de trabajo, el Centro de Investigación en Ciencias de la Tierra, fue construido y actualmente es mantenido por el estado Nacional.

¡Por una Ciencia al servicio del Pueblo, fuertemente financiada y una Universidad Libre, Pública y Gratuita!

Contenido

Resumen 1

Abstract 3

1. Introducción 6

2. Objetivos 12

2.1 Objetivos Generales 13

2.2 Objetivos Específicos 14

3. Métodos Analíticos 16

3.1 Muestreo 17

3.2 Reducción de las muestras 18

3.3 Métodos analíticos para medición de elementos mayoritarios y trazas en roca total 18

3.4 Métodos analíticos para medición de isótopos de Sr y Nd en roca total 19

3.5 Métodos analíticos para medición de los sistemas isotópicos U-Pb y Lu-Hf en circón 19

3.6 Microsonda electrónica (EPMA) 20

4. Ubicación Geográfica y Accesos 24

4.1 Ubicación Geográfica y Accesos para la sierra de Vinquis 25

4.2 Ubicación Geográfica y Accesos para la región norte del batolito de Achala 27

5. Marco Geológico 30

5.1 Marco geológico del basamento pre Devónico de las Sierras Pampeanas Orientales 31

5.1.1 Serie Puncoviscana y el orógeno Pampeano 31

5.1.2 La Serie Post-Puncoviscana/ Post-Pampeana 34

5.1.3 La Orogenia Famatiniana 34

5.1.4 La Fase Oclóyica de la Orogenia Famatiniana 35

5.2 Marco geológico del Paleozoico tardío de las Sierras Pampeanas Orientales 36

5.2.1 Magmatismo devónico de las Sierras Pampeanas Orientales 36

5.2.2 Magmatismo carbonífero de las Sierras Pampeanas Orientales 38

6. Antecedentes 42

6.1. El batolito de Achala 43

6.1.1 Antecedentes petrológicos 43

6.1.2 Antecedentes geoquímicos 45

6.1.3 Antecedentes geocronológicos 47

6.1.4 Antecedentes isotópicos 48

6.1.5 Antecedentes de interpretaciones petrogenéticas 48

6.1.6 Antecedentes metalogénicos 49

6.1.7 Rocas de caja 50

6.2 El Batolito de Vinquis 50

6.2.1 Antecedentes petrológicos 50

6.2.2 Antecedentes geoquímicos 51

6.2.3 Antecedentes geocronológicos 51

6.2.4 Interpretaciones geodinámicas y petrogenéticas 52

6.2.5 Antecedentes metalogénicos 52

6.2.6 Rocas de caja 53

7. Geología de Campo 56

7.1 Sierra de Vinquis, flanco Este 57

7.1.1 Sector Norte 57

7.1.2 Sector Central 59

7.1.3 Sector Sur 60

7.2 Sierra de Vinquis, flanco Oeste 62

7.3 Granitos del norte del Batolito de Achala (*Suite*/dominio Characato) 67

7.3.1 Sector Characato 67

7.3.2 Sector Mesa del Palmar 67

7.3.3 Sector Mesa de la Mula Muerta 69

7.3.4 Sector Olaen 70

7.3.5 Sector Santa Sabina 70

7.3.6 Sector Tasti 71

8. Petrografía 76

8.1 Petrografia de los granitos de la sierra de Vinquis 77

8.1.1 Monzogranito porfírico de dos micas (facies A) 78

8.1.2 Monzogranito equigranular de dos micas medio a grueso (facies B) 81

8.1.3 Monzogranito equigranular de dos micas medio a fino (facies C) 84

8.1.4 Monzogranito porfírico grueso de dos micas (facies Da y Db) 85

8.1.5 Monzogranito porfìrico biotítico (facies E) 87

8.1.6 Granitoides porfíricos de grandes fenocristales de grano grueso biotítico (facies Fa y Fb) 88

8.1.7 Monzogranito biotítico equigranular a porfírico de pequeños fenocristales (facies G) 90

8.2 Petrografía de los granitos de la *suite* Characato 93

8.2.1 Monzogranitos porfíricos de dos micas (facies Mula Muerta y Olaen) 94

8.2.2 Leucogranitos moscovíticos de Mesa del Palmar y Mesa de la Mula Muerta 96

8.2.3 Enclaves monzograníticos 98

8.2.4 Granito porfírico de megacristales de Tasti (facies Tasti) 100

8.2.5 Monzogranitos/Sienogranitos porfíricos a equigranular con muscovita dominante (facies Santa Sabina Sur) 101

8.2.6 Monzogranitos/Sienogranitos porfíricos de dos micas (facies Santa Sabina Norte) 102

9. Química Mineral 106

9.1 *Suite* Characato 107

9.1.1 Micas 107

9.1.2 Feldespatos 111

9.1.3 Minerales accesorios identificados mediante EDS 111

9.1.4 Apatitas 112

9.1.5 Minerales Opacos 112

9.2 Granitos fuertemente peraluminosos de Vinquis 112

9.2.1 Micas 112

9.2.2 Feldespatos 119

9.2.3 Minerales accesorios identificados mediante EDS 119

9.2.4 Apatita 120

9.2.5 Granate 120

9.2.6 Minerales Opacos 120

10. Geoquímica de roca total 126

10.1 Geoquímica de roca total para los granitos de la *suite* Characato 127

10.2 Geoquímica de roca total de los granitos fuertemente peraluminosos de Vinquis 135

10.3 Geoquímica de roca total de los granitos débilmente peraluminosos, plutón Oeste (facies F de Vinquis) 143

11. Geocronología U-Pb e isótopos de Lu-Hf micropuntual en circón (LA-MC-ICP-MS) 148

11.1 *Suite* Characato- facies Mula Muerta (CHA-14) 149

11.2 *Suite* Characato- facies Mesa del Palmar (CHA-21) 151

11.3 *Suite* Characato- facies Santa Sabina (SAB-1) 152

11.4 Granitos fuertemente peraluminosos de Vinquis - facies B (VIN-1) 152

12. Isótopos de Sm-Nd y Rb-Sr en Roca Total 156

12.1 *Suite* Characato 157

12.2 Sierra de Vinquis 157

13. Discusiones 162

13.1 Edad de emplazamiento de la *suite* Characato (batolito de Achala) y el batolito de Vinquis 163

13.2 Origen de la muscovita 166

13.3 La biotita como indicadora de su magma parental 169

13.4 Fuente de los granitos fuertemente peraluminosos tipo A 171

13.4.1 Fuente inferida a partir de la señal de geoquímica de roca total 171

13.4.2 Fuente inferida a partir de los isótopos de Nd y Sr en roca total 175

13.4.3 Fuente inferida a partir del patrón de circones heredados 178

13.4.5 Fuente inferida a partir del isótopo de Hf de los circones 180

13.4.6 Conclusiones sobre la fuente 183

13.5 Los granitos fuertemente peraluminosos tipo A de la *suite* Achala y del batolito de Vinquis con relación a la generación de magmas corticales peraluminosos 184

13.6 Estimadores de las condiciones de P-T 190

13.6.1 Condiciones de emplazamiento, desde el metamorfismo de contacto 190

13.6.2 Condiciones de emplazamiento, desde la composición geoquímica de roca total 190

13.6.3 Condiciones de fusión 191

13.6.4 Geotermómetros de saturación mineral 192

13.7 Modelado de elementos traza del proceso de fusión parcial 195

13.8 Procesos de fraccionamiento de cristales en los magmas graníticos 198

13.8.1 Modelado con elementos mayoritarios y trazas 199

13.9 El batolito de Vinquis en el contexto del magmatismo Devónico superior-Carbonífero inferior 202

13.10 Los granitos de la *suite* Characato en el contexto del batolito de Achala 206

13.11. Implicancias geodinámicas 209

14. Conclusiones 214

15. Bibliografía 220

16. Anexos 254

Resumen

El magmatismo devónico-carbonífero en uno de los más importantes registrados en las Sierras Pampeanas de Argentina. Tanto en el Devónico como en el Carbonífero muchos de los cuerpos ígneos desarrollados tienen una composición dominantemente granítica y una filiación geoquímica de granitos tipo A metaluminosa y peraluminosa. La génesis de los granitos de tipo A ha sido controvertida, lo que ha generado mucha discusión durante los últimos 30 años, siendo más problemática aún la de los inusuales granitos fuertemente peraluminosos tipo A (por ejemplo, Dall'Agnol *et al.*, 2012, Dahlquist *et al.*, 2014 y referencias allí). Los batolitos de Achala y de Vinquis, aflorantes en las sierras Pampeanas de Córdoba y Catamarca, respectivamente, son importantes exponente de este enigmático grupo de rocas.

Los granitos de la región norte del batolito de Achala (*suite* Characato) están constituidos por cinco facies texturales dominantes con composiciones monzograníticas de dos micas y muscovíticas. La sierra de Vinquis, a su vez, cuenta con cuatro facies principales monzograníticas de dos micas y una biotítica. En dicha sierra, un plutón de forma subcircular (Plutón Oeste) constituido por cuarzo monzonitas y sienogranitos biotíticos porfíricos de megacristales con una señal geoquímica tipo A levemente peraluminosa, intruye las facies antes mencionadas.

Los granitos fuertemente peraluminosos de ambos batolitos cuentan con evidencias texturales y mineraloquímicas de las micas que indican que la peraluminosidad de los magmas es primaria y que están enriquecidos en F. Por otro lado, los leves contrastes geoquímicos que muestran estas rocas con los clásicos granitos tipo S, ciertos rasgos en común con los granitos tipo A, el emplazamiento simultáneo con granitos tipo A metaluminosos a débilmente peraluminosos y el contexto tectónico de retroarco planteado para el momento de su generación es que acordamos con la denominamos de "granitos tipo A fuertemente peraluminosos" para los granitos en estudio.

Los granitos fuertemente peraluminosos del batolito de Vinquis y los de la *suite* Characato se emplazaron próximos al límite Devónico-Carbonífero. La datación de U – Pb sobre circón para los primeros produjo una edad de cristalización de 355 ± 7, mientras que para los granitos del norte de Achala fue de 359 ± 5 Ma. Estas rocas son eslabones temporales importantes para plantear el continuo entre el magmatismo del Devónico medio y superior con el del Carbonífero inferior. El plutón Oeste intruye a las rocas peraluminosas de Vinquis y su edad de emplazamiento podría estar restringida entre la edad de cristalización de los granitos de Vinquis (355 Ma) y el emplazamiento del plutón más joven del Carbonífero inferior (322 Ma).

A partir de datos de geoquímica de roca total, isótopos Sr-Nd, herencia de circón y composición isotópica de Hf en circón, sugerimos que la fuente de los monzogranitos de la *suite* Characato es una corteza heterogénea compuesta principalmente por granitos tipo-S y/o migmatitas pampeanas, granitoides famatinianos y, probablemente, rocas metamórficas de grado bajo a medio de la Serie Puncoviscana de las Sierras de Córdoba.

Para los granitos fuertemente peraluminosos de Vinquis sugerimos que la fuente se podría corresponder con una corteza heterogénea formada por rocas ígneas famatinianas y rocas metasedimentarias pospampeanas. Aunque tampoco se puede descartar una fuente metasedimentaria que haya recibido el producto de la erosión de los orógenos previos (Famatiniano y Pampeano).

Distintas evidencias geoquímicas sugieren que la biotita habría jugado un rol relevante como fase reactante mientras que la plagioclasa uno como fase residual en el proceso de fusión parcial de la corteza para desarrollar los magmas fuertemente peraluminosos tipo A. Así, la petrogénesis propuesta para la generación de los magmas en estudio es la fusión parcial en condiciones de deshidratación por rotura de la biotita a altas temperaturas (>800°) a una presión de fusión inferior a 10 kbar (menores a 35 km). No descartamos que procesos de fertilización de la corteza, como la adición de leves fracciones de agua, hayan facilitado la elevada producción de magmas.

Las tendencias geoquímicas hacia granitos evolucionados, así como la variación mineralógica encontrada (granitos con biotita dominante a granitos con muscovita dominante y/o granitos muscovíticos) reconocida en ambas zonas de estudio responderían a procesos de cristalización fraccionada. Los modelos de elementos mayoritarios y trazas sugieren que las rocas graníticas más evolucionadas pueden ser explicadas por el fraccionamiento de un sólido residual formado por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, muscovita y menores proporciones de apatita, ilmenita, circón y monacita.

El voluminoso magmatismo cortical de alta temperatura que representan los granitos de Vinquis como los del batolito de Achala, se enmarcarían en un contexto geotectónico de retro-arco. Varias evidencias sugieren que una anomalía térmica vinculada a un ascenso del manto astenosférico habría “gatillado” el magmatismo.

Abstract

The Devonian and Carboniferous magmatism is one of the most important recorded in the Sierras Pampeanas of Argentina. Many of the igneous bodies developed in Devonian or earliest Carboniferous time have a dominant granitic composition with metaluminous and peraluminous A-type geochemical signature. The genesis of A-type granites has been controversial, which has generated a lot of discussion over the last 30 years, and there exists limited knowledge about the petrogenesis of peraluminous A-type granites (e.g., Dall'Agnol et al., 2012, Dahlquist et al., 2014 and references there). Achala and Vinquis batholiths that crop out in the Pampean mountains of Córdoba and Catamarca, respectively, are important exponents of this enigmatic group of rocks.

The granites of the north region of the Achala batholith (Characato suite) are constituted by five dominants textural facies of two-mica monzogranites or muscovite-bearing leucogranites. The Sierra de Vinquis, in turn, is composed of four main two-mica monzogranites facies and one of biotite monzogranite. The strongly peraluminous granites of Vinquis are intruded by a subcircular shaped pluton (Oeste pluton) which is made up of porphyritic slightly peraluminous A-type quartz monzonites and syenogranites with K-feldspar megacrysts.

Mineral chemistry and textural evidences of micas from strongly peraluminous granites of both batoliths indicate that the peraluminosity of these magmas is primary and they are enriched in F. On the other hand, we agree with the denomination of "strongly peraluminous A-type granites" for the studied granites because of: i) the slight geochemical contrasts between these rocks and the classical S-type granites, ii) certain features in common with A-type granites, iii) the simultaneous emplacement with metaluminous to weakly peraluminous A-type granites in a retro-arc region.

The strongly peraluminous granites of the Vinquis batholith and those of the Characato suite were emplaced close to the Devonian-Carboniferous boundary. U–Pb zircon dating yielded a crystallization age of 355 ± 7 Ma for the former and 359 ± 5 Ma for the latter. These rocks are important temporal links between the Middle and Upper Devonian magmatism the Lower Carboniferous magmatism. The Oeste pluton intrudes into the peraluminous rocks of Vinquis and its emplacement age could be restricted between the age of crystallization of Vinquis granites (355 Ma) and the youngest age of the lower Carboniferous magmatism (322 Ma).

From whole-rock chemistry, Sr-Nd isotopes, zircon inheritance and Hf isotopic data in zircon, we suggest that the source of the monzogranites of the Characato suite is a heterogeneous crust composed mainly of S-type granites and/or pampean migmatites, famatinian granitoids and, probably, low to medium grade metamorphic rocks from the Puncoviscana Series of the Sierras de Córdoba. For the strongly peraluminous granites of Vinquis we suggest that the source could correspond to a heterogeneous crust formed by famatinian igneous rocks and post-Pampean metasedimentary rocks. Although it is not possible to rule out a metasedimentary source that has received the product of the erosion of the previous orogens (Famatiniano and Pampeano).

Different geochemical evidences suggest that the biotite and plagioclase would have played a relevant role in the partial melting of the crust to develop the strongly peraluminous A-type magmas. The first as a reactive

phase and the second as a residual phase. Thus, the proposed process for the generation of these magmas is the partial melting of preexisting crust under dehydration conditions through biotite breakdown at high temperatures (>800°) and pressure lower than 10 kbar (less than 35 km). However, we do not rule out that bark fertilization processes, such as the addition of small fractions of water, have facilitated the high production of magmas.

The geochemical trends towards evolved granites, as well as the observed mineralogical variation (granites with dominant biotite to granites with dominant muscovite and/or muscovite granites) recognized in both studied areas would correspond to processes of fractional crystallization. Major and trace element models suggest that the most evolved granitic rocks can be explained by the fractionation of a residual solid formed by quartz, potassium feldspar, plagioclase, biotite, muscovite and lower proportions of apatite, ilmenite, zircon and monazite.

The voluminous high temperature crustal magmatism represented by the Vinquis and Achala granites would be framed in a retro-arc geotectonic context. Several evidences suggest that a thermal anomaly linked to an ascent of the astenospheric mantle would have triggered the magmatism.

1. INTRODUCCIÓN

1. Introducción

El magmatismo devónico-carbonífero en uno de los más importantes registrados en las Sierras Pampeanas. En los últimos años han aumentado considerablemente las investigaciones relacionadas a estas rocas graníticas, aportando numerosos datos de petrología, geoquímica, de isótopos radiactivos y geocronología (e.g., Grosse *et al.* 2009; Dahlquist *et al.* 2010a, 2013, 2014, 2016, 2018; Alasino *et al.* 2012, 2017 y referencias allí), sin embargo, muchas problemáticas relacionadas a ellos aún no están resueltas.

Hasta hace poco se consideraba que los voluminosos cuerpos ígneos devónicos desarrollados en las sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis representaban un evento magmático diferente al del Carbonífero inferior mayormente manifestado en las sierras de la Rioja y Catamarca, ya que se reconocían diferencias geoquímicas, una brecha temporal y un contexto tectónico diferente. El magmatismo devónico medio-tardío fue denominado Achaliano por Sims *et al.* (1998), mientras que el magmatismo carbonífero se consideraba un nuevo evento tectonotérmico distintivo, denominado evento de tipo A de las Sierras Pampeanas Orientales por Dahlquist *et al.* (2010). El cuerpo granítico de mayores dimensiones del magmatismo achaliano es el batolito de Achala en las Sierras de Córdoba, un granito peraluminoso tipo A rico en F emplazado durante el Devónico tardío (366–379 Ma, Dorais *et al.*, 1992; Rapela *et al.*, 2008; Dahlquist *et al.*, 2014). El magmatismo carbonífero en las Sierras Pampeanas se consideraba como constituido por en granitos de tipo A metaluminosos a débilmente peraluminosos emplazados entre los 357–322 Ma. Sin embargo, contribuciones recientes (por ejemplo, Dahlquist *et al.*, 2016, 2018) aportan nuevos datos con edades intermedias entre ambos eventos lo que sugiere que se trató de un evento continuo en el tiempo.

El contexto geodinámico en el que se desarrolló el magmatismo devónico-carbonífero en el SO de Gondwana no está claramente establecido. Domeier y Torsvik (2014) afirmaron que no se ha documentado evidencia inequívoca de un margen pre-andino activo en Gondwana antes del Carbonífero tardío (~ 320 Ma). Basados en el registro de circones detríticos en las cuencas carboníferas tempranas, varios autores (por ejemplo, Bahlburg *et al.* 2009; Hervé *et al.* 2013, 2016 y sus referencias) han concluido que el margen de Gondwana en la latitud de la Sierras Pampeanas (*ca.* 27 ° –32) ° S fue pasivo durante el Devónico (~ 420–360 Ma). A la inversa, otros autores (p. ej., Willner *et al.* 2011 y citas allí) han postulado un margen de subducción seguido de una colisión en el Devónico medio-tardío (~ 390 Ma) de una microplaca hipotética (Chilenia) y el posterior emplazamiento en el Carbonífero temprano (~ 340 Ma) de granitos postcolisionales de los que aún no se ha comprobado su existencia. Alternativamente una tectónica de empuje y estiramiento durante el Devónico y Carbonífero, resultando en un régimen alternante de subducción de bajo/alto ángulo (*flat-slab/roll-back subduction*) a lo largo del margen pre andino (Alasino *et al.* 2012), también fue propuesta.

Tanto en Devónico como en el Carbonífero muchos de los cuerpos ígneos desarrollados tienen una composición dominantemente granítica y una filiación geoquímica de granitos tipo A metaluminosa y peraluminosa. Los granitos de tipo A tienen características mineralógicas y geoquímicas distintivas. Sin

embargo, su génesis ha sido controvertida, lo que ha generado mucha discusión durante los últimos 30 años (por ejemplo, Bonin, 2007; Frost y Frost, 2011; Martin, 2006; Dall'Agnol *et al.*, 2012; Papoutsa *et al.*, 2015 y referencias en estos trabajos). En general, los modelos petrogenéticos para granitos de tipo A invocan comúnmente rocas de origen ígneo (p. ej., Patiño Douce, 1997; Dall'Agnol y Oliveira, 2007; Papoutsa *et al.*, 2015), y existe un conocimiento limitado acerca de la petrogénesis de los granitos tipo A peraluminosos (Dahlquist *et al.*, 2014a y sus referencias). Este tipo de rocas ha sido poco reportado en la literatura, aunque recientemente se han informado más ampliamente (por ejemplo, Anderson y Morrison, 2005; Shellnutt *et al.*, 2007; Sun *et al.*, 2011; Xia *et al.*, 2012; Feng *et al.*, 2014; Dahlquist *et al.*, 2010a, 2014a, 2016).

La sierra de Vinquis es un cordón montañoso escasamente estudiado de gran tamaño localizado en la provincia de Catamarca al norte de la sierra de Velasco, el cual está constituido mayoritariamente por rocas graníticas (Sosic, 1982). Edades entre *ca.* 392 y 330 Ma usando el método K-Ar en biotita y muscovita fueron informadas por González *et al.* (1985) y por Linares y González (1990), sin embargo, han sido considerados como magmas generados en un ambiente de arco magmático, y asignadas al ciclo Famatiniano por Toselli *et al.* (1992), entendiendo como tal un ciclo iniciado en el Ordovícico y que finaliza en el Devónico superior – Carbonífero inferior (Aceñolaza y Toselli 1973, 1981). La inclusión del magmatismo de la sierra de Vinquis en el ciclo Famatiniano ha llevado a que distintas publicaciones muestren mapas geológicos regionales donde esta sierra es considerada de edad ordovícica (*e.g.*, Grosse *et al.*, 2011, Fig. 1). A partir de recientes estudios enmarcados en la realización de Trabajos Finales de grado (Faccetti, 2013; Morales Cámera, 2014), basados en datos petrológicos y geoquímicos, se ha sugerido que, como los granitos de la sierra de Vinquis comparten características petrológicas y geoquímicas con los granitos tipo A del Carbonífero inferior, pero se destacan por su mayor contenido de Al_2O_3, entonces se trataría de granitos peraluminosos tipo A, que se emplazaron en el mismo evento magmático.

El batolito de Achala tiene dimensiones considerables (2.500 km^2), aflora en las Sierras de Córdoba y es el de mayor magnitud entre los batolitos devónicos y carboníferos. Los estudios que se han llevado a cabo en el mismo son muchos y con distintos grados de información, metodologías y escalas de trabajo (Lira y Sfragulla, 2014). Sin embargo, debido en parte a su gran extensión y falta de estudios sistemáticos con continuidad en el tiempo varias incógnitas en relación a su génesis se mantienen. Los datos geocronologícos de U-Pb sobre circón obtenidos en las zonas centrales del mismo indican que este batolito se edificó entre los 379 y 366 Ma, sin embargo, edades Rb-Sr carboníferas (Rapela *et al.*, 1991) en rocas del extremo norte, sugieren una mayor extensión temporal. La presencia de diferentes dominios geoquímicos en el batolito (Demange *et al.*, 1993, 1996), de diferentes secuencias de intrusividad (Patiño y Patiño, 1987; Lira y Kirschbaum, 1990; Zarco, 2006), una dominante señal isotópica cortical pero no generalizada (Rapela *et al.*, 2008; Dahlquist *et al.*, 2013), la ausencia de un mapa de plutones (Lira y Sfragulla, 2014), una señal geoquímica híbrida de granitos tipo S y tipos A (Galliski, 1994, Rapela *et al.*, 2008, Dahlquist *et al.*, 2014), así como regiones con diferentes estilos de

emplazamiento (Zarco, 2006), el vínculo con una variada tipología de mineralizaciones (Lira y Kirschbaum, 1990), entre otras hacen del batolito una unidad muy compleja y necesaria de abordar.

2. OBJETIVOS

2. Objetivos

2.1 Objetivos Generales

Los objetivos generales de la presente investigación consistieron en: (i) realizar estudios petrológicos, geoquímicos, de geoquímica de isótopos radiogénicos y geocronología con el fin de entender la petrogénesis de granitos peraluminosos tipo A y (ii) contribuir a entender la generación y evolución del magmatismo desarrollado en el antepaís del margen proto-andino de Gondwana, en la región centro occidental de Argentina, durante el Devónico superior – Carbonífero inferior.

Para lograr los objetivos generales referidos se previeron estudios sistemáticos de campo, de petrología, geoquímica, geocronología y geoquímica de isótopos radiactivos en diferentes áreas situadas en dos complejos graníticos de dimensiones batolíticas con composición peraluminosa y designados como granitos tipo A, el batolito de Achala y Vinquis, de edades devónica superior y carbonífera inferior.

Hasta la realización de este estudio, el batolito de Vinquis era asignado al ordovícico (*e.g.*, Grosse *et al.*, 2011, etc.), razón por lo cual, en primer lugar, se buscó establecer de manera precisa la edad de cristalización, ya que las edades con las que se contaban (K-Ar en micas o isócronas Rb-Sr) no otorgaban resultados confiables.

Por otro lado, la filiación geoquímica híbrida reconocida en el batolito de Achala plantea una problemática compleja aún no resuelta (por ejemplo, Rapela *et al.*, 2008, Dahlquist *et al.*, 2014, Lira y Sfragulla, 2014), la cual fue también reconocida en los granitos de la sierra de Vinquis durante el desarrollo del Trabajo Final de grado (Morales Cámera, 2014). Así, el propósito de la investigación es relevante porque aborda, en general, la controvertida génesis de los granitos tipo A (*e.g.*, Bonin *et al.* 2007, Frost *et al.*, 2011, Dall´Agnol *et al.*, 2012) y, en particular, la génesis de los granitos peraluminosos tipo A.

Desde el punto de vista de la geología regional, este estudio intentó profundizar en la caracterización del magmatismo acaecido durante el Devónico superior - Carbonífero inferior y proporcionar datos concretos sobre la petrogénesis de los magmas en la región de antepaís. Se espera que estos datos contribuyan a establecer modelos geodinámicos en la región de Sierras Pampeanas durante el periodo referido.

Finalmente, y como ha sido notado por diferentes autores (*e.g.*, Lira, 1985, Dorais *et al.*, 1997, Dahlquist *et al.*, 2014) existen regiones enriquecidas en U en el batolito de Achala, que han sido de interés de la Comisión Nacional de Energía Atómica. También otros tipos de mineralizaciones asociadas fueron reconocidos en dicho batolito (*e.g.*, Lira y Kirschbaum, 1990). Por ello, con el aporte al entendimiento de la petrogénesis de estas rocas se espera contribuir a comprender la génesis de algunas de las mineralizaciones vinculadas.

2.2 Objetivos Específicos

Para abordar dicha investigación fue necesario establecer una estrategia, la cual consistió en seleccionar zonas de interés en cada uno de los batolitos. En el caso del batolito de Achala se seleccionó la región extremo norte ya que contaba con una edad previa (358 ± 9 Ma, isócrona Rb-Sr, Rapela *et al.*, 1991) más joven que las edades reportadas para la región central del batolito (379-366 Ma, Dahlquist *et al.*, 2014 y referencias allí citadas). Esto sugería que estas rocas podían representar un pulso de magma distintivo en la edificación del batolito de Achala e importante para entender la transición composicional entre el magmatismo Devónico y Carbonífero en las Sierras Pampeanas Orientales.

En el caso del batolito de Vinquis la información era muy escasa por ello se planteó abordarlo en áreas extensas de estudio, que permitan un entendimiento general.

Los objetivos específicos desarrollados en cada área de estudio consistieron en:

1-Mapeo de detalle/semidetalle en el batolito de Vinquis, a partir de transectas ubicadas en el sector sur, centro y norte. Mapeo de detalle/semidetalle en el extremo norte del batolito de Achala: i) abarcando los plutones Characato y Mesa de la Mula Muerta hasta los granitos de Tasti y Santa Sabina.

2- Sobre las diferentes facies graníticas reconocidas se efectuaron estudios integrados, incluyendo trabajos clásicos de campo y petrología (*i.e.*, mapeo de facies graníticas, muestreo georeferenciado sobre cuerpos graníticos incluidos en las áreas de interés referidas, análisis petrográfico incluyendo estudios de texturas y minerales), combinado con determinaciones analíticas incluyendo: geoquímica de roca total, química mineral, geoquímica de isótopos radiogénicos: Rb-Sr y Sm-Nd roca total (TIMS), microanálisis de Hf en circón usando LA-ICP-MS, así como geocronología U-Pb de alta resolución (U-Pb, LA-MC-ICP-MS).

3- A partir de las edades U-Pb del microanálisis de circones se pretendió establecer la edad de cristalización de las rocas en estudio.

4- A partir del patrón de circones heredados, la caracterización isotópica de Hf en circón, los datos de geoquímica de roca total, tanto elemental como isotópica, se pretendió caracterizar con precisión la fuente del magmatismo desarrollado durante el Paleozoico superior en esta región del margen proto-andino de Gondwana.

5- A partir de los datos integrados referidos en los apartados anteriores se intentó establecer el proceso petrogenético que dio origen a las rocas ígneas incluidas en las áreas de estudio.

6- Con los datos de ambas regiones se pretendió realizar comparaciones entre el magmatismo peraluminoso tipo A de sierra de Vinquis y el sector seleccionado del batolito de Achala (sierras de Córdoba).

3. MÉTODOS ANALÍTICOS

3. Métodos Analíticos

La metodología empleada en esta investigación ha sido la siguiente:

1. Estudio detallado en el campo de las rocas graníticas del norte del batolito de Achala (al norte de la latitud 31°16´) y de los granitos de la sierra de Vinquis en tres franjas latitudinales, extremo sur (28°15´-28°18´), centro (28°06´-28°10´) y norte (27°59´-27°55´).

2. Caracterización petrográfica y estudio de la química mineral de las fases fundamentales e identificación de las accesorias. Se han realizado estudios petrológicos en alrededor de 220 estaciones, caracterizando petrográficamente las muestras graníticas tomadas, de las cuales se han realizado 115 láminas delgadas. De estas, 9 láminas cuentan con estudios de química mineral.

3. Estudio de geoquímica de roca total de las distintas facies graníticas. 13 muestras representativas de los granitos del extremo norte del batolito de Achala y 19 del batolito de Vinquis fueron elegidos para su caracterización geoquímica. Sobre 10 de ellas se han realizado análisis isotópicos en los sistemas (Rb–Sr, Sm–Nd).

4. Geocronología U–Pb en cristales separados de circón vía ablación láser con plasma acoplado inductivamente a un espectrómetro multicolector de masas (LA–MC-ICP-MS). Con esta técnica se obtuvieron las edades absolutas de las rocas en estudio que carecían de datos geocronológicos robustos para establecer su edad de cristalización. También se obtuvieron edades heredadas conservadas en los cristales de circón, con el fin de evaluar la participación del o los diversos protolitos involucrados en su génesis.

5. Técnicas isotópicas micro-analíticas (isótopos de Lu–Hf) en cristales de circón datados por LA-MC-ICP-MS para evaluar composiciones de los materiales fuente o la posible mezcla de reservorios involucrados en la génesis de estos granitoides.

3.1 Muestreo

Los resultados obtenidos a lo largo de esta tesis doctoral se basan en la extracción de más de 155 muestras para estudios petrográficos y 62 para estudios geoquímicos/gecronológicos colectadas en diferentes campañas entre los años 2012 y 2017.

La estrategia de muestreo consistió en proyectar perfiles basándose en la información previa de bibliografía e imágenes satelitales de los distintos lugares. Estos perfiles fueron trazados para lograr representatividad en el muestreo, cortando posibles estructuras y contactos entre los distintos cuerpos plutónicos o facies graníticas. Otros factores importantes para la planificación fueron la accesibilidad (caminos), topografía, zonas con vegetación o suelos y permisos en campos privados.

En la mayoría de los casos se optó por realizar un recorrido doble (ida y vuelta) donde en el camino de ida, se realizaba un reconocimiento del perfil, y se marcaban en GPS posibles "paradas" o "estaciones" de trabajo, o puntos de interés. Durante el camino de regreso se seleccionaban las estaciones definitivas y se procedía a describir, muestrear y tomar datos.

Se tomaron dos tipos de muestras: a) Muestra petrográfica con un tamaño promedio de 20 x 20 x 20 cm, destinadas a realizarse corte delgado y descripción mesoscópica tanto en campo como posteriormente en gabinete. b) Muestra para análisis geoquímico de roca total e isotopía, colectadas en bolsas con un peso promedio de 3 a 5 kg, dependiendo del tamaño de muestra (a mayor tamaño de grano mayor volumen de la muestra). Teniendo sumo cuidado en que las rocas estén lo menos alteradas posibles ("muestras frescas") y partiendo las caras con alteración superficial.

Las muestras fueron rotuladas con un código correspondiente con el área de trabajo (por ejemplo, CHA para el área Characato; SAN para los de Santa Sabina; TAS para los de Tasti y VIN para los granitos del batolito de Vinquis) y con un número correlativo el cual fue anotado junto con la descripción efectuado en la parada, que incluía esquemas, y/o fotografías, así como su correspondiente coordenada geográfica.

3.2 Reducción de las muestras

Primeramente, las muestras fueron reducidas de tamaño con una masa, para que las mismas no afectaran las mandíbulas del equipo de molienda. Luego las muestras fueron lavadas y secadas a temperatura ambiente. Las muestras colectadas durante las primeras campañas fueron molidas en la chancadora de mandíbula del LabGeo (Laboratorio de tratamiento integral de muestras geológicas - Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, UNC) y las posteriores muestras fueron chanchadas en la nueva chancadora con mandíbulas de carburo de tungsteno adquirida por el laboratorio. Para obtener representatividad de la muestra total se procedió a un cuarteo de la muestra. Finalmente, aproximadamente 100 gr de muestra fueron colocados y rotulados en una bolsa para el posterior envío al laboratorio correspondiente. En algunos casos la fracción menor obtenida fue molida en un molino de ágata para enviar la granulometría específica requerida por el laboratorio.

3.3 Métodos analíticos para medición de elementos mayoritarios y trazas en roca total

Aproximadamente la mitad de los análisis de roca total (elementos mayores y traza) se realizaron en el laboratorio GeoAnalytical Lab perteneciente a la *Washington State University (WSU)* y la otra en el laboratorio *Acme Labs* de la compañía Bureau Veritas Minerals (BVM).

En ambos laboratorios las muestras fueron fundidas usando un flujo de $LiBO_2$ y disueltas con HNO_3. Las muestras en *Acme Labs* fueron analizadas mediante un plasma acoplado inductivamente a un espectrómetro de masas (ICP-MS) para la obtención de los elementos traza y a un espectrómetro de emisión atómica (ICP-ES) para el caso de los elementos mayoritarios y otros minoritarios. Los límites de detección de los elementos

mayoritarios y minoritarios son de 0,01 %, exceptuando el Fe_2O_3 (0,04 %). La precisión para la mayoría de elementos traza se encuentra entre 1 y 0,01 ppm. Para una mayor información sobre el procedimiento, la precisión y la exactitud del método, consultar http://acmelab.com/. Las muestras en el GeoAnalytical Lab se analizaron usando un espectrómetro de fluorescencia de rayos X secuencial ThermoARL, siguiendo el procedimiento descrito por Johnson *et al.* (1999) para conocer los elementos mayoritarios y algunas trazas de roca total. La rutina estándar en este laboratorio permite el análisis de 10 elementos mayoritarios y minoritarios más comunes en rocas ígneas (Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, P) más 19 elementos trazas (Ni, Cr, Sc, V, Ba, Rb, Sr, Zr, Y, Nb, Ga, Cu, Zn, Pb, La, Ce, Th, Nd, U). Las composiciones de elementos traza completa se determinaron usando un Agilent 7700 ICP-MS, siguiendo el procedimiento descrito en https://environment.wsu.edu/facilities/geoanalytical-lab/technical-notes/ (última visita 11-07-2018). Se trata de un espectrómetro de masa cuadripolo con intercambiador de muestra automatizado, con la capacidad de analizar 27 elementos trazas (REE, Ba, Th, Nb, Y, Hf, Ta, U, Pb, Rb, Cs, Sr, Sc, Zr) simultáneamente.

3.4 Métodos analíticos para medición de isótopos de Sr y Nd en roca total

Los análisis isotópicos de Sr y Nd se llevaron a cabo en la Unidad de Geocronología dentro del Centro de Apoyo a la Investigación (CAI) de Ciencias de la Tierra y Arqueometría de la Universidad Complutense de Madrid (España) utilizando un espectrómetro de masa multicolector por ionización térmica automatizado (TIMS-Phoenix®). Los errores se citan a lo largo de dos desviaciones estándar de los valores medidos o calculados. Las incertidumbres analíticas se estiman en 0,01% para $^{87}Sr/^{86}Sr$, 0,006 % para $^{143}Nd/^{144}Nd$, 1% para $^{87}Rb/^{86}Sr$, y 0,1 % para $^{147}Sm/^{144}Nd$. Los análisis replicados del estándar para el isótopo de Sr (NBS-987) produjeron una proporción promedio de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,710246 ± 0,000011 (n = 9) y el estándar para el isótopos de Nd (La Jolla) arrojó una relación promedio de $^{143}Nd/^{144}Nd$ de 0,512106 ± 0,000006 (n = 6). Las relaciones isotópicas de $^{87}Sr/^{86}Sr$ y $^{143}Nd/^{144}Nd$ se normalizaron a $^{87}Sr/^{88}Sr$ = 0,1194 y $^{146}Nd/^{144}Nd$ = 0,7219, respectivamente. Los procedimientos analíticos usados en dicho laboratorio se encuentran descritos en Reyes *et al.* (1997). El error 2σ para el cálculo de εNd es de ± 0,3.

3.5 Métodos analíticos para medición de los sistemas isotópicos U-Pb y Lu-Hf en circón

Los granos de circón fueron separados en el Centro de Investigación Geocronológica del Instituto de Geociencias de la Universidad de Sao Paulo (GRC-IG-SPU), Brasil, siguiendo el método clásico. Aproximadamente, entre 2 y 3 kg de roca fueron triturados y tamizados. Las fracciones de malla <140 se separaron usando procesos hidráulicos para obtener un preconcentrado de minerales pesados, que se separaron primero con bromoformo y luego en yoduro de metileno para obtener una fracción enriquecida en circón. Posteriormente, los minerales paramagnéticos fueron separados usando un separador magnético isodinámico Frantz cuando fue necesario. La selección final de cristales se hizo manualmente bajo lupa binocular, y los cristales fueron montados en una probeta de resina epoxi de 2 cm de diámetro y pulida. Los granos se

fotografiaron en lupa binocular de luz transmitida, y se produjeron imágenes de catodoluminioscencia (CL) para investigar las estructuras internas de los cristales de circón y para caracterizar diferentes poblaciones.

Los isótopos de U, Pb, Lu y Hf fueron analizados a través de la técnica de ablación láser acoplada a un espectrómetro de masas multicolector con plasma de acoplamiento inductivo, *Neptune* de *Thermo Fisher Scientific*. El análisis LA-MC-ICP-MS de los circones separados se llevó a cabo en el GRC-IG-SPU utilizando un láser *Excimer* de 193 nm (*Photon Machines*) acoplado a un multicolector Neptune de doble enfoque y sector magnético ICP-MS. Los procedimientos y parámetros de operación son discutidos por Sato *et al.* (2011). El fraccionamiento en el plasma se corrigió normalizando las relaciones U/Pb y Pb/Pb de las incógnitas con las de un circón *standard* (GJ 1, de edad $^{206}Pb/^{238}Pb$ ID-TIMS = 599,8 ± 2,4 Ma). Los datos se redujeron utilizando Isoplot / Ex (Ludwig, 2003). Los análisis con alto Pb común (> 4%) fueron descartados.

Los análisis isotópicos de Lu-Hf informados se realizaron en los mismos dominios del circón que se habían fechado previamente. El *spot* láser utilizado tuvo un diámetro de 47 μm con un tiempo de ablación de 60 segundos y una tasa de repetición de 7 Hz, y fue He el gas portador (Sato *et al.*, 2009, 2010). Las relaciones de $^{176}Hf/^{177}Hf$ se normalizaron a $^{179}Hf/^{177}Hf$ = 0,7325. Los isótopos ^{172}Yb, ^{173}Yb, ^{175}Lu, ^{177}Hf, ^{178}Hf, ^{179}Hf, ^{180}Hf y ^{176}(Hf+Yb+Lu) fueron colectados simultáneamente. Se utilizó la relación $^{176}Lu/^{175}Lu$ de 0,02669 para calcular la relación $^{176}Lu/^{177}Hf$. La corrección de sesgo de masa 198 de las relaciones isotópicas de Lu-Hf se realizó de acuerdo con la variación en el estándar GJ1 (Basei *et al.*, 2013). Las condiciones y resultados de operación del láser se informan en la tabla correspondiente a cada muestra analizada.

Un valor de la constante de decaimiento del ^{176}Lu de 1,865 x 10-11 a-1 fue usado para todos los cálculos (Scherer *et al.*, 2001). Para calcular los parámetros del isótopo Hf, usamos los siguientes valores de CHUR, $^{177}Hf/^{176}Hf$ = 0,282785 y $^{176}Lu/^{177}Hf$ = 0,0336 (Bouvier *et al.*, 2008) y asumimos que la fuente del manto empobrecido pasó de condrítica (εHf = 0) a 4,56 Ga a εHf a 0 Ga = +16 hoy (Vervoort y Kemp, 2016). Se asumió que los magmas parentales evolucionaron según un valor $^{177}Hf/^{176}Hf$ promedio de la corteza continental cuyo valor es de 0,015 (Griffin *et al.*, 2002). Las edades T_{DM} en dos estadios fueron calculadas empleando el modelo de Bea *et al.* (2018) y utilizamos una relación Lu / Hf de 0,049 (granitos de tipo S con 65–70% en peso de SiO_2).

3.6 Microsonda electrónica (EPMA)

La química de los minerales se determinó utilizando una microsonda electrónica JEOL JXA-8230 equipada con 3 espectrómetros dispersables de longitud de onda sintonizable y un programa ZAF en línea, en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y la unidad de Análisis de Rayos X de la Universidad Nacional de Córdoba (http://www.famaf.unc.edu.ar/lamarx/lamerx1sem.html). La corriente del haz fue de 15 kV, la corriente de la sonda de 20 nA, y el diámetro del haz fue de 10 μm. Para la medición de cada uno de los elementos se utilizaron estándares naturales y sintéticos para la calibración. Además, se realizó un análisis semicuantitativo

sistemático para identificar minerales accesorios como circón, monacita, minerales opacos y apatita. Se usaron voltajes de aceleración de 15 kV y 20 kV.

4. UBICACIÓN GEOGRÁFICA Y ACCESOS

4. Ubicación Geográfica y Accesos

4.1 Ubicación Geográfica y Accesos para la sierra de Vinquis

La sierra de Vinquis es un cordón montañoso de rumbo meridiano, con una longitud aproximada de 45 km y un ancho uniforme que promedia los 9 km. Sus alturas máximas superan los 2,900 msnm y muestra un perfil asimétrico, con el flanco occidental abrupto y el oriental tendido. Se ubica, a nivel geográfico, en el sector centro sur de la provincia de Catamarca al límite con la provincia de La Rioja (Fig. 4.1). Gran parte de la sierra se localiza en el Dpto. de Tinogasta (municipio homónimo) y el sector norte en el Dpto. de Belen (municipio de Londres). Se localiza a 35 km de Tinogasta por la ruta Nac. 60 y a 49 km desde Londres por ruta Nac. 40 (Fig. 4.1). Tres secciones tipo indican las zonas de investigación aproximadas seleccionadas: i) al norte, 27°57´, ii) al centro, 28°07´ y al iii) al sur, 28°15´. El acceso al cordón montañoso se puede realizar desde el sur, partiendo desde Aimogasta (Prov. de La Rioja) por la ruta Nac. 60. Para la investigación del flanco oriental, se empalma en el límite con Catamarca, la ruta Nac. 40 ya que esta corre paralelamente al mismo. Hay algunas sendas, caminos secundarios de tierra o cauces secos de ríos que acceden desde esta ruta a cercanías del macizo granítico. El principal acceso se encuentra a los 23,6 km desde el empalme antes mencionado y comunica con el paraje de la zona “Paraje Vinquis”. Para investigar el sector sur de la sierra se continúa por la Ruta Nac. 60 hasta la localidad El Salado donde se puede cruzar el Río homónimo (o Río Colorado) y acceder por diversos caminos de tierra que flanquean el sector austral. En cualquiera de los dos casos para alcanzar el macizo propiamente dicho, hay que acercarse a pie o con animales, ya que no hay ningún camino que lo permita.

Para acceder al sector occidental de la sierra se continúa por la Ruta Nac. 60 hasta la localidad de Copacabana, desde donde sale una senda difícil de seguir, pero que atraviesa todo el bolsón intermontano entre la sierra de Zapata y Vinquis, denominado Campo de Andaluca y llega hasta el pie del flanco oeste de Vinquis.

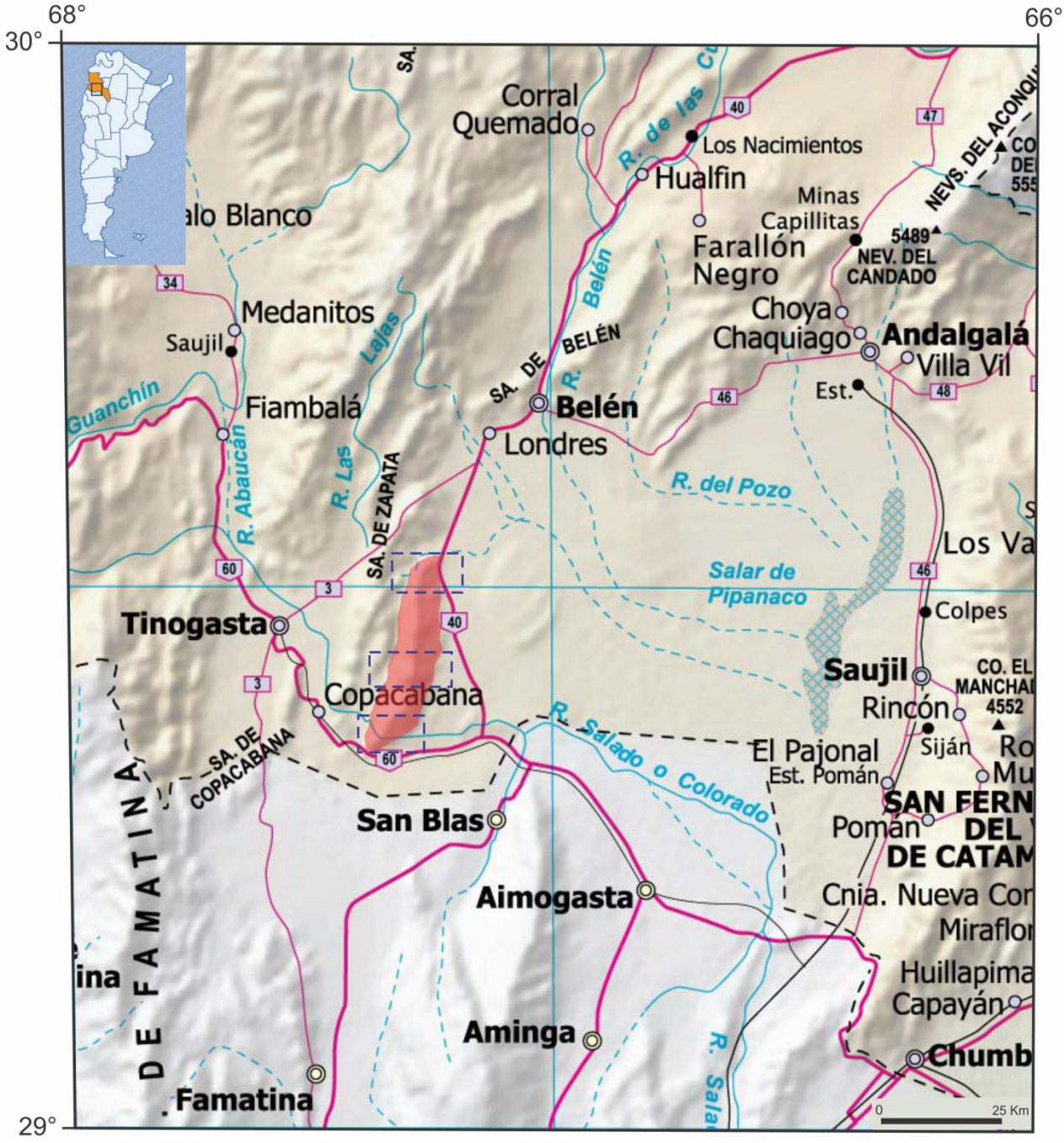


Fig. 4.1. Hoja de ruta para acceder a la zona de estudio y ubicación geográfica. En color naranja se destaca la sierra de Vinquis y en recuadros azules se señalan esquemáticamente las zonas de estudio.

4.2 Ubicación Geográfica y Accesos para la región norte del batolito de Achala

El Batolito de Achala está ubicado dentro del sistema Sierras Grandes-Comechingones en la provincia de Córdoba. El mismo tiene unos 280 km de longitud y 30–50 km de ancho, con una altitud máxima de 2.790 m.s.n.m. (Cerro Champaquí), una mínima de 600 m.s.n.m. y una altitud media de 1.800 m.s.n.m. El área de estudio seleccionada se corresponde con los plutones que conforman el límite norte, noreste y noroeste del batolito de Achala, la cual está limitada geográficamente por los meridianos 64° 48´ y 64° 34´ longitud oeste y los paralelos 31°06´ y 31º16´ de latitud sur (Fig. 4.2). Orográficamente la región está constituida por sierras de bloques basculados y superficies de erosión disectadas. Entre las primeras destaca el cerro Characato producto de la actividad de la falla Characato-Oro grueso y entre las segundas la pampa de altura denominada Pampa de Olaen.

El acceso al área de estudio se puede realizar por diferentes lugares dependiendo el sector en particular a investigar. A los plutones denominados Characato y Mesa del Palmar se accede desde la localidad de La Falda por la Ruta Provincial no pavimentada 265 que la conecta con la localidad homónima de Characato ubicada en el centro de dicho plutón. Para acceder a la región de la Pampa de Olaen es necesario desde la localidad de La Falda acceder al camino de montaña que comunica con la localidad de Casa Grande (Ruta Provincial 401, que va por Cuesta de Matacaballos desde Molinari (ex. estación de Peaje) hasta Characato y Soto), e ingresar en el paraje “Cascada de Olaen” el cual se ubica en el contacto este del batolito. Para acceder al extremo sureste del área de estudio (zona de Tasti), se parte de la localidad de Cosquín por la Ruta Provincial 269 que comunica con la localidad de Tanti, próximo al paraje San José de los ríos se desvía al norte por caminos internos que comunican con los granitos de ese sector. Finalmente, para acceder al cuerpo denominado Santa Sabina, se parte desde la localidad de Tanti por la Ruta Provincial 28 con rumbo a Tala Cañada. Llegando a la región de Guasta (Pampa de San Luis) parte un camino al norte (Ruta Provincial Terciaria 1165-1) que comunica con la localidad de Characato, desde ese camino algunos caminos internos conectan con el granito. Es para destacar que varios sectores de estudio se corresponden con campos privados haciendo en algún caso dificultoso el acceso a ciertas áreas.



Fig. 4.2. Hoja de ruta para acceder a la zona de estudio y ubicación geográfica. En color naranja se destacan los granitos del extremo norte del batolito de Achala, los cuales son el objeto de estudio de la tesis doctoral.

5. MARCO GEOLÓGICO

5. Marco Geológico

Los batolitos de Achala y Vinquis forman parte de la unidad morfotectónica denominada Sierras Pampeanas Orientales. Dicha unidad forma un conjunto de cordones serranos que están localizados entre el cratón Paleoproterozoico del Río de la Plata y el conjunto de las Sierras Pampeanas Occidentales formadas principalmente por un basamento Meso y Neoproterozoico (Rapela *et al.* 2016, 2018 y referencias allí).

Las Sierras Pampeanas Orientales están constituidas principalmente por: (a) rocas metasedimentarias de bajo a alto grado metamórfico con edades de depositación entre el Edicariano tardío y Cámbrico temprano (Serie Puncoviscana) y entre el Cámbrico tardío y el Ordovícico temprano (Serie Post-Puncoviscana) y (b) granitoides paleozoicos generados en distintos eventos orogénicos de edades cámbrica (Pampeano), ordovícica temprana (Famatiniano), devónica y carbonífera (Fig. 5.1).

5.1 Marco geológico del basamento pre Devónico de las Sierras Pampeanas Orientales

5.1.1 Serie Puncoviscana y el orógeno Pampeano

La orogenia Pampeana se reconoció por primera vez en las Sierras Subandinas y la Cordillera Oriental del noroeste de Argentina (Aceñolaza y Toselli, 1973). La orogenia se infirió a partir de la discordancia Tilcárica entre los metasedimentos de bajo grado fuertemente plegados del Precámbrico tardío al Cámbrico temprano de la Serie Puncoviscana y el Grupo Mesón del Cámbrico medio a tardío post-orogénico superpuesto (equivalente a la Serie Post-Puncoviscana). Esta discordancia limitó su edad al Cámbrico Temprano-Medio (por ejemplo, Aceñolaza y Toselli, 1981). Estudios posteriores que incluyeron geocronología precisa de U-Pb (para una revisión ver Escayola *et al.*, 2007y Baldo *et al.*, 2014), han confirmado que esta orogenia también puede ser reconocida en las Sierras Pampeanas Orientales, donde existen rocas metasedimentarias equivalentes a la serie Puncoviscana pero afectadas en un mayor grado metamórfico.

La serie de Puncovicana se muestra mejor en el noroeste de Argentina en donde consiste en una alternancia rítmica de pizarras y areniscas con abundantes estructuras primarias y trazas fósiles del Ediacariano superior y Cámbrico temprano y subordinados carbonatos y rocas volcanogénicas (Aceñolaza y Toselli, 2009 y referencias allí), solo afectadas por un bajo grado de metamorfismo. El estudio de circones detríticos revela edades con picos principales en de *ca.* 1000-1100 Ma y *ca.* 680-570 Ma (Schwartz y Gromet, 2004; Escayola *et al.*, 2007; Rapela *et al.*, 2016; Casquet *et al.*, 2018).

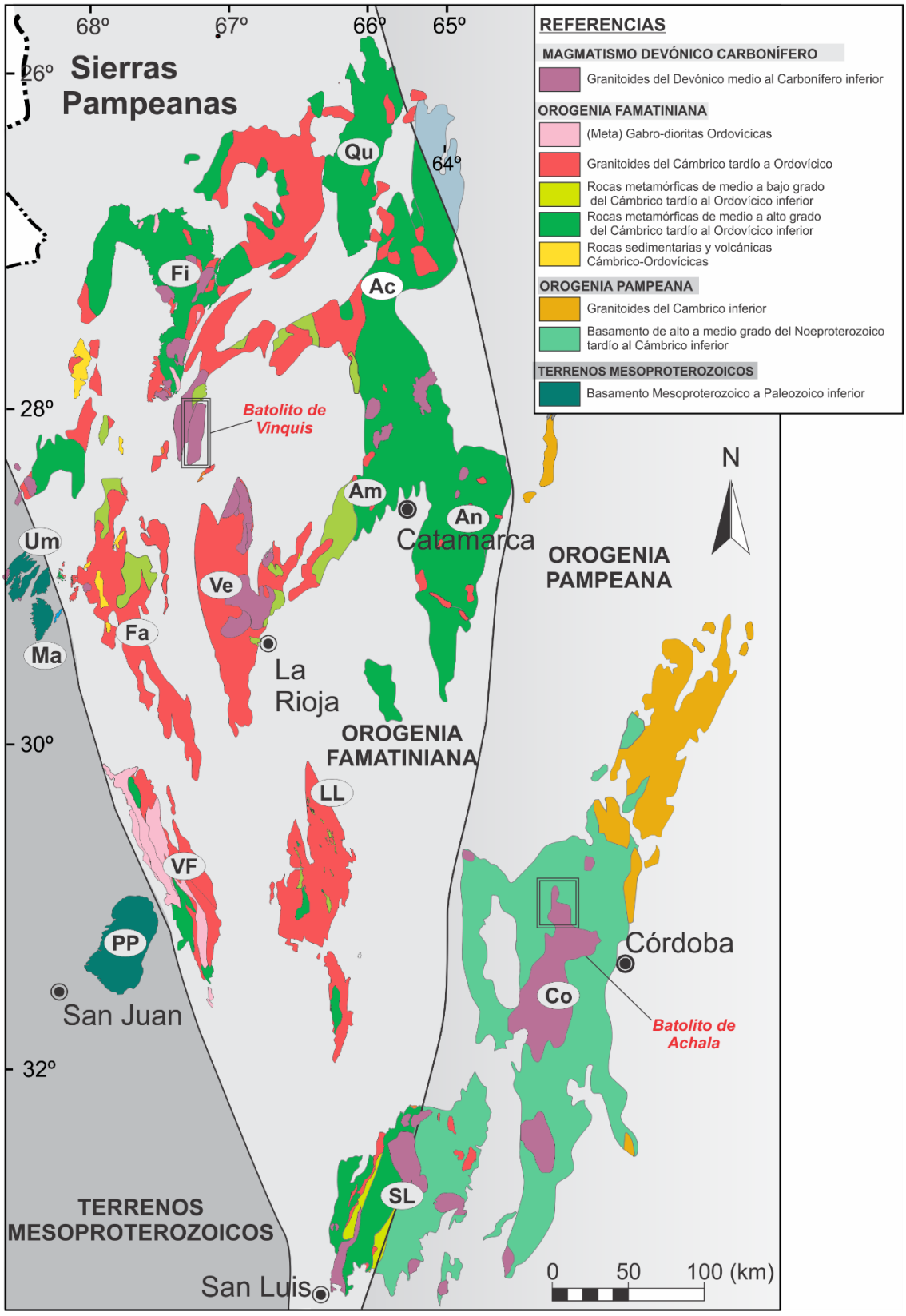


Fig. 5. 1. Mapa geológico esquemático de la región centro-oeste de Argentina (Sierras Pampeanas) y la ubicación de las regiónes estudiadas (modificado de Alasino et al., 2017). Abreviaturas: Sierra de Aconquija (AC), Sierra de Ambato (Am), Sierra de Fiambalá (Fi), Sierra de Umango (Um), Sierra de Quilmes (Qu), Sierra de Ancasti (An), Sierras de Maz -Espinal (Ma), Sierra de Velasco (Ve), Sierra de Famatina (Fa), Sierra de Los Llanos (LL), Sierra de Valle Fértil (VF), Sierra de Pie de Palo (PP), Sierra de Córdoba (Co)) y Sierra de San Luis (SL).

En su sección tipo, la edad de sedimentación fue datada en 537,3 ± 0,3 Ma (edad de tobas félsicas intercaladas en la secuencia sedimentaria; Escayola *et al.*, 2011). En las Sierras de Córdoba, la edad depositacional de la Serie Puncoviscana está limitada por el granito más antiguo que las intruye a 537 ± 4 Ma (Iannizzotto *et al.*, 2013). Estas rocas metasedimentarias se caracterizan por tener un patrón de circones detríticos con dos picos principales de *ca.* 1000-1100 Ma y *ca.* 680-570 Ma, que son típicas de fuentes gondwánicas, como el cinturón Natal-Namaqua de Sudáfrica (Kristoffersen *et al.*, 2016) y el cinturón Brasiliano-Panafricano, respectivamente (Schwartz y Gromet 2004, Rapela *et al.*, 2007, 2016). Se interpreta que estas rocas se depositaron en una cuenca de antearco o en una cuña de acreción colocada a lo largo del margen oriental del Océano Clymene cuando en el Neopreoterozoico tardío o en el Cámbrico temprano este pasó a estar activo (Rapela *et al.*, 2016; Casquet *et al.*, 2018). El episodio magmático pampeano en su conjunto involucró primero el desarrollo de un arco magmático continental de edad ediacariana-cámbrica temprana, seguido en el Cámbrico temprano por un evento colisional el cual generó un engrosamiento cortical y culminó con el desarrollo de macizos migmatíticos fuertemente peraluminosos y el emplazamiento de granitos tipo-S postcolisionales (Rapela *et al.*, 1998; Schwartz y Gromet, 2004; Escayola *et al.*, 2007; Iannizzotto *et al.*, 2013; Murra *et al.*, 2016).

Las rocas magmáticas del arco pampeano están compuestas principalmente por granitos, granodioritas y tonalitas que incluyen hornblenda y biotita mientras que las unidades hipabisales y subvolcánicas corresponden a pórfidos riolíticos, dacitas, andesitas y andesitas basálticas. Geoquímicamente corresponden a granitoides tipo-I, metaluminosos y calco-alcalinos (Lira *et al.,* 2014 y ref. allí). Estas rocas fueron emplazadas en rocas de la serie Puncoviscana. En la Sierra Norte de Córdoba donde desarrolla su mayor expresión el rango de edades de 541 a 515 Ma parece ser el más adecuado para acotar la actividad magmática principal del arco, aunque el pico de actividad magmática se encuentra entre los 530–535 Ma (Baldo *et al.*, 2014 y citas allí). La extensión de este arco relacionado a subducción se reconoce además en la región del NOA (*e.g.,* batolito de Santa Rosa de Tastil, Cañani), la Sierra de Guasayán en Santiago del Estero, en La Pampa y también en Sudáfrica mostrando leves variaciones temporales y composicionales (Hausser *et al.*, 2011, Iannizzotto *et al.* 2013; Dahlquist *et al.*, 2016b; Ortiz *et al.*, 2017; Chernicoff *et al.*, 2012; Casquet *et al.*, 2018 y referencias allí).

El evento colisional Pampeano desarrolló una fuerte deformación que clausuró el arco magmático. Este evento involucró un fuerte plegamiento isoclinal, acompañado de foliación penetrativa, cizallamiento y metamorfismo regional de bajo a alto grado en condiciones P / T altas a intermedias y bajas (Casquet *et al.*, 2018 y referencias allí) acompañado de un engrosamiento cortical. Las rocas dominantes productos de este evento de metamorfismo y deformación consisten en gneises metapelíticos (cuarzo-plagioclasa-biotita-granate) y migmatitas (granate-biotita-plagioclasa-cuarzo-feldespato alcalino ± sillimanita ± cordierita), algunas granulitas máficas (plagioclasa-ortopiroxeno-biotita-cuarzo-granate-anfíbol) y granitos tipo S (monzogranitos con cordierita-sillimanita) (por ejemplo, Rapela *et al.*, 1998; Otamendi *et al.*, 2005, Guereschi y Martino, 2014). Las condiciones del evento de alto grado se estimaron entre 750–850 °C y 7–8 kbar como picos máximos de temperatura y presión (Baldo *et al.*, 1996; Rapela *et al.*, 1998; Otamendi *et al.*, 1999, 2005). Las edades

obtenidas para el pico de metamorfismo varían entre 530 y 520 Ma (Lyons *et al.*, 1997; Rapela *et al.*, 1998; Murra *et al.*, 2016). Otras litologías destacan como productos de este evento orogénico como son las rocas de bajo grado metamórfico que forman lentes aislados y separados por fallas y zonas de cizalla en algunos sectores de las sierras de Córdoba (p. ej., filitas de Los Túneles en la Sierra Córdoba, Martino *et al.*, 2003; Escayola *et al.*, 2007). También, al sur de las Sierras de Córdoba, aflora uno de los niveles más profundos aflorantes en las Sierras Pampeanas (Gordillo 1984, Martino *et al.* 1994b), un cuerpo fuertemente deformado, lentiforme (Martino *et al.* 1994b, 2006), de granulitas aluminosas (Otamendi, 2001) compuestas por abundante granate, cordierita y cuarzo denominado como *kinzigita* (Gordillo 1984) o granulita Río Santa Rosa (Otamendi *et al.*, 2006), la cual se interpreta como un residuo de la fusión parcial de metagrauvacas (Otamendi et al., 1999)

5.1.2 La Serie Post-Puncoviscana/ Post-Pampeana

Entre el final de la orogenia pampeana a los *ca.* 520 Ma y el comienzo de la subducción famatiniana (alrededor de 490 Ma) habría existido una extensa plataforma mixta entre carbonática y arenosa en el margen SW Gondwana del Océano Iapetus que se extendía al menos desde la Patagonia hasta el noroeste de Argentina. El margen continental fue pasivo durante aproximadamente 30 Ma. (*e.g.*, Torsvik y Cocks, 2011, 2013, Rapela *et al.*, 2016, Ramacciotti *et al.*, 2018). En el noroeste de Argentina, donde se conservan las relaciones sedimentarias, y como fue previamente mencionado, las rocas sedimentarias del Cámbrico medio se denominan Grupo Mesón y se superponen discordantemente a la Serie Puncoviscana plegada (Disconformidad Tilcárica) (*e.g.*, Sánchez y Salfity, 1999; Aceñolaza, 2003). A partir de dataciones U-Pb sobre circones detríticos (LA-ICP-MS y SHRIMP) se ha demostrado que muchas rocas metasedimentarias reconocidas en Sierras Pampeanas Orientales fueron depositadas en este mismo periodo (Collo *et al.*, 2009; Drobe *et al.*, 2011; Verdecchia *et al.* al. 2011; Cristofolini *et al.*, 2012; Casquet *et al.*, 2012b; Rapela *et al.*, 2016) y fueron denominadas en su conjunto como "Serie Post-Puncoviscana" por Rapela *et al.* (2016). Las series sedimentarias formadas después de la orogenia pampeana, las cuales representan el destechado del orógeno, muestran patrones de edades de circones detríticos definidos por un gran pico del Cámbrico temprano *ca.* 525 Ma) que, junto a un componente Neoproterozoico de 600-680 Ma, dominan el patrón, mientras que picos Mesoproterozoicos están subordinados.

Estas secuencias sufrieron deformación penetrante y metamorfismo de alto grado durante la orogenia famatiniana

5.1.3 La Orogenia Famatiniana

Durante el Ordovícico, un importante magmatismo de arco produjo abundantes rocas ígneas de composición intermedia y félsica, con presencia de rocas máficas subordinadas, las cuales estuvieron relacionadas al comienzo de un proceso de subducción hacia el este de una placa oceánica (*e.g.* Aceñolaza y Toselli 1976, Pankhurst y Rapela 1998, Pankhurst *et al.* 1998, 2000, Lucassen y Franz 2005, Dahlquist *et al.* 2008, 2013, Chernicoff *et al.* 2010, Otamendi *et al.* 2012, Ducea *et al.* 2010, 2015, Alasino *et al.* 2014, 2016, Hongn *et al.*

2014, Otamendi *et al.*, 2017). Este magmatismo cuenta con una extensión meridional de más de 2.500 km desde Colombia hasta la Patagonia y es a partir del cual se considera que el margen pre-Andino de Gondwana es parte de un orógeno acrecional activo hasta el presente (Cawood, 2005).

En las Sierras Pampeanas Orientales se exponen los niveles más profundos de este arco formando grandes batolitos. En las Sierras de Famatina, Los Llanos, Chepes, Ulapes, La Huerta y Valle Fértil, las rocas ígneas más abundantes son granitoides de tipo I metaluminosos calco alcalinos (Toselli *et al.*, 1996; Pankhurst *et al.*, 1998; Sims *et al.*, 1998, Otamendi *et al.*, 2012). Las sierras de Fiambalá, Capillitas y en parte la sierra de Velasco son dominadas por rocas plutónicas fuertemente peraluminosas y silícicas, (*e.g.*, Toselli *et al.*, 1996; Rossi *et al.*, 2002; Bellos *et al.*, 2015, Alasino *et al.*, 2017). Las edades de U-Pb sobre circón restringen el magmatismo famatiniano entre 486 Ma y 463 Ma (Alasino *et al.*, 2017, Otamendi *et al.*, 2017 y referencias allí). La fuente que dio origen a estos granitos de arco es aún materia de debate, proponiéndose por un lado, a partir de datos isotópicos, que el magma parental resultó esencialmente de la fusión parcial de una antigua litósfera continental de edad paleo-mesoproterozoica, involucrando corteza continental y manto litosférico (p. ej., Pankhurst *et al.* 1998, 2000, Dahlquist *et al.* 2008, 2013, Grosse *et al.*, 2011, Rapela *et al.*, 2018 y referencias allí citadas). Alternativamente, un modelo de mezcla de magmas máficos derivados del manto y aquellos generados por anatexis de los metasedimentos de la corteza ha sido propuesto (*e.g.*, Otamendi *et al.*, 2012, 2017, Ducea *et al.*, 2015).

Los batolitos famatinianos se emplazaron generando deformación contemporánea y metamorfismo de alta temperatura y presión media a alta en la secuencia cortical metasedimentaria post-pampeana antes mencionada. En las sierras de Famatina y Llanos de la Rioja, las rocas de contacto sugieren presiones inferiores a 4 kbar (15 km) (Saal *et al.*, 1996; Dahlquist *et al.*, 2005). Las raíces profundas del arco se encuentran expuestas en la Sierra de Valle Fértil y registran a una paleoprofundidad de más de 20 km (6 kbar de presión). En la sierra de Velasco las metamorfitas son producto de un metamorfismo regional progradante de baja presión (Espizúa y Caminos, 1979, Verdecchia, 2009) registrando condiciones máximas del pico térmico de ≈ 780 °C y P ≈ 5 kbar, y una edad de migmatización de 478 ± 4 Ma (U-Th-Pb en de los Hoyos *et al.* (2011)).

5.1.4 La Fase Oclóyica de la Orogenia Famatiniana

Esta fase de deformación se corresponde con el final del ciclo orogénico famatiniano y está representada por: i) discordancias angulares entre sedimentos del Ordovícico superior y depósitos más jóvenes en Cordillera Oriental, Puna, Famatina y Precordillera, ii) el desarrollo de fajas de cizallamiento dúctil en las Sierras Pampeanas y iii) el cese de la actividad magmática del arco magmático ordovícico. Esta fase estaría relacionada con la colisión ortogonal de una microplaca litosférica con el borde occidental de Gondwana (Terrenos Precordillera o Cuyania, Astini *et al.*, 1996, Rapela *et al.*, 2001, Ramos, 2004, Thomas *et al.*, 2002, Thomas y Astini, 2007 y demás citas en estos trabajos). En esta interpretación se postula que la placa oceánica que descendía bajo el margen oeste de Gondwana llevaba una microplaca continental que previamente se habría

separado de Laurentia (Thomas y Astini, 1996). Esta microplaca continental habría colisionado con el margen subductivo de Gondwana, clausurando el magmatismo y generando una deformación particionada en fajas de cizalla y habría cerrado la sutura entre la corteza plutónica del arco famatiniano y el terreno de Cuyania (Mulcahy *et al.*, 2011). Aún no hay acuerdo en cuanto a la edad del *docking* y las propuestas van desde el Ordovícico medio (aproximadamente, 460 Ma, Astini, 2003, Astini y Dávila 2004) al Silúrico inferior (440-420 Ma, Rapela *et al.*, 2001, Castro de Machuca *et al.*, 2012, Cristofolini *et al.*, 2014, Garber *et al.*, 2014, Ramos, 2015).

Como fue mencionado, importantes fajas de cizalla dúctil se asocian a este evento. Estas fajas se encuentran deformando los basamentos ígneo-metamórficos previos y generando considerables extensiones de rocas miloníticas hoy expuestas no solo en las Sierras Pampeanas, sino que también se registran en la Puna y Cordillera Oriental. Estas fajas de cizalla dúctil se extienden con un rumbo predominante NNO y buzamientos intermedios a altos hacia el ENE-E y SO-O y están compuestas por protomilonitas, milonitas y ultramilonitas. La cinemática es inversa para la mayoría de las fajas de cizalla dúctil lo que sugiere a nivel regional acortamiento horizontal de dirección general OSO-O/ENE-E (Larrovere *et al.*, 2016, 2017; Semenov y Weinberg, 2017). Arealmente, estas fajas de cizallas son cortadas por los granitos generados en el magmatismo Devónico – Carbonífero, lo cual pone un "techo" a la edad de la deformación (Larrovere *et al.*, 2017 y citas allí).

5.2 Marco geológico del Paleozoico tardío de las Sierras Pampeanas Orientales

El Paleozoico tardío de Sierras Pampeanas Orientales, en particular desde el Devónico medio hasta el Carbonífero inferior, se caracteriza por el emplazamiento de voluminosos batolitos graníticos en el basamento formado durante los anteriores eventos orogénicos ya comentados. En los siguientes apartados se realizará una breve reseña de estos eventos magmáticos y su contexto geológico.

5.2.1 Magmatismo devónico de las Sierras Pampeanas Orientales

Estudios definiendo y caracterizando este evento magmático han sido publicados en diferentes revistas científicas: Lira y Kirschbaum (1990); Galliski (1994); Sims *et al.* (1998); Stuart-Smith *et al.* (1999); Pinotti *et al.* (2002, 2006); López de Luchi *et al.* (2002, 2004, 2007, 2017); Siegesmund *et al.* (2004); Rapela *et al.* (2008); Steenken *et al.* (2008); Otamendi *et al.* (1998, 2002), Lira *et al.* (2012), Dahlquist *et al.* (2013, 2014) y referencias allí citadas.

El magmatismo devónico medio-tardío (393-366 Ma) está formado por una serie de voluminosos batolitos graníticos intracontinentales los cuales son notoriamente discordantes a las estructuras y rocas formadas durante los eventos metamórficos del Cámbrico (Pampeano) y del Ordovícico (Famatiniano) (Martino *et al.*, 1995; Rapela *et al.*, 2008b). Hasta el momento se los encuentra restringidos a las Sierras de Córdoba y San Luis, y se habrían emplazado en una región alejada del margen pre-andino de Gondwana para el Devónico, con notable ausencia de arco magmático. Sims *et al.* (1998) consideraron que este magmatismo estuvo asociado al

funcionamiento de zonas de cizalla de bajo grado, contraccionales, que se desarrollaron en un régimen transpresional y lo denominaron en conjunto como orogenia Achaliana.

Las principales exponentes en las Sierras de Córdoba de este magmatismo son los batolitos Cerro Áspero y Achala, los cuales están constituidos por diferentes entidades intrusivas cada una constituyendo sus propias variaciones texturales, mineralógicas y geoquímicas (Demange *et al.,* 1996, Pinotti *et al.*, 2006). Es característico de ambos batolitos estar: i) dominantemente formados por rocas monzograníticas peraluminosas ricas en sílice, siendo las del batolito de Achala fuertemente peraluminosas y formadas por granitos de dos micas (Lira y Sfragulla, 2014) y las del Cerro Áspero constituidas principalmente por monzogranitos biotíticos y débil a fuertemente peraluminosas (Pinotti *et al.,* 2014); ii) las distintas unidades de los batolitos muestran *trends* de evolución geoquímicos hacia miembros muy enriquecidos en SiO_2; iii) ambos tienen una edad restringida al Devónico superior (369 ± 9 Ma para el batolito Cerro Áspero, mediante isócrona Rb-Sr (Pinotti *et al.* 2006) y 379 a 358 Ma para el batolito de Achala, mediante edades U-Pb sobre circón e isócrona Rb-Sr (Rapela *et al.*, 1991, Dorais *et al.*, 1997, Dahlquist *et al.* 2014 y referencias allí); iv) sus señales isotópicas son dominantemente corticales. Los datos εNd_t sobre roca total son negativos (−4.0 y −6.5, para los granitos de Achala y -4.0 y -4.1 para los granitos de Cerro Áspero); v) las condiciones de emplazamiento en todos los casos implican emplazamiento somero. El batolito del Cerro Áspero cristalizó a presiones menores a 2 kbar (Pinotti *et al.,* 2014) y de entre 1,5 y 3 kbar (Gordillo 1973, Patiño y Patiño Douce 1987, Baldo 1992, Jordan *et al.* 1989) para las rocas del batolito de Achala.

A diferencia de los anteriores, los batolitos en San Luis son algo más antiguos (382 ± 5 Ma para el batolito las Chacras mediante U-Pb convencional (Siegesmund *et al.*, 2004) y 393 ± 5 Ma para el batolito de Renca, datos de SHRIMP U-Pb en circón (Stuart-Smith *et al.*, 1999)). Ambos batolitos están formados por rocas de composición monzogranítica-granodiorítica metaluminosa dominante asociada con una menos abundante composición cuarzo monzonítica (López de Luchi *et al.*, 2002; 2007; 2017). En particular el batolito las Chacras-Potrerillos tiene contenidos de SiO_2 de 46 a 76 wt. % (que definen dos *suites*: granítica y monzonítica) los cuales son marcadamente más variables que para los batolitos de Achala y Cerro Áspero. También los datos isotópicos de Sm-Nd son menos corticales (εNd_t = - 0,66 a -1,47 para las monzonitas y de -3.02 a -3.3 para los granitos (López de Luchi *et al.*, 2017)). Así mismo las condiciones de emplazamiento serían levemente más profundas (3,55–3,84 ± 0,28–0,36 kbar y 3,37 ± 0,6 kbar para el batolito de Las Chacras-Potrerillo y Renca, respectivamente (Iannizzotto y López de Luchi, 2012; López de Luchi *et al.*, 2007, 2017).

En relación a las marcadas diferencias, las propuestas petrogenéticas son diferentes. Dahlquist *et al.* (2013) concluyeron que la generación de magmas devónicos, en particular los del batolito de Achala, predominantemente implicó reelaboración y estabilización de la corteza en lugar de la formación de nueva corteza continental mediante la acumulación de material juvenil. Mientras que para las rocas graníticas del batolito de Las Chacras - Potrerillos la propuesta es que el magmatismo devónico medio registraría un episodio

de crecimiento de la corteza mediante la entrada enriquecida de magma derivada del manto y grados variables de fusión parcial de una fuente cortical inferior (López de Luchi *et al.*, 2017).

Steenken *et al.* (2011) plantean que para el magmatismo Achaliano, el escenario geodinámico aún está sujeto a numerosas especulaciones. En particular López de Luchi *et al.* (2007) afirma que no hay un consenso acerca de la petrogénesis de este magmatismo, que se ha considerado como relacionado a un arco con componentes de granitos sincolisionales e incluso de intraplaca en los miembros más evolucionados. En primera instancia, los granitoides devónicos no son post-orogénicos del Orógeno Famatiniano, como fuera inicialmente propuesto por Pankhurst y Rapela (1998), sino que se trataría, como ya fue mencionado, de un evento tectono-magmático compresional distintivo (Sims *et al.*, 1998). Sims *et al.* (1998) junto a otros autores (p. ej., Northrup *et al.*, 1998, Rapela *et al.*, 1998, Whitmeyer, 2008) aportan datos que indican que en las sierras de Córdoba y San Luis diferentes fajas de cizalla fueron reactivadas o generadas durante el Devónico-Carbonífero. Recientemente, se describió que una de estas fajas deformación de cinemática inversa (faja de deformación Las Lajas) afectó a una unidad del Complejo Achiras de edad devónica (Cristofolini *et al.*, 2017) (382 ± 6 Ma, Stuart–Smith *et al.* 1999) localizado en el sur de las Sierras de Córdoba.

En acuerdo con esto para el batolito Las Chacras-Potrerillos, Siegesmund *et al.*, (2004) interpretan que se emplazó de manera sincinemática con el evento compresivo. También, en relación al régimen compresional invocado por otros autores, Zarco (2006) sugiere que los granitos del batolito de Achala, durante su emplazamiento, son afectados por una deformación que produce cizallamientos dúctiles magmáticos durante un régimen compresivo.

Dicho evento compresional ha sido relacionado a: (i) colisión de un hipotético terreno (*Chilenia)* con el margen proto andino de Gondwana (Willner *et al.*, 2011 y referencias allí citadas), (ii) colisión final del arco magmático Famatiniano con el antepaís Pampeano (Höckenreiner *et al.*, 2003) y (iii) tectónica de empuje y estiramiento en un marco de *tectonic switching episodes* durante el Devónico y Carbonífero, resultando en un régimen alternante de subducción de bajo/alto ángulo (*flat-slab/roll-back subduction*) a lo largo del margen pre andino (Alasino *et al.*, 2012, Dahlquist *et al.*, 2018).

5.2.2 Magmatismo carbonífero de las Sierras Pampeanas Orientales

Después del magmatismo intracontinental Devónico, el magmatismo carbonífero (alrededor de 310-355 Ma) ocurrió a lo largo de más de 1000 km en las Sierras Pampeanas, Puna Austral y Cordillera Frontal exhibiendo variaciones temporales y geoquímicas (Alasino *et al.*, 2012; Dahlquist *et al.*, 2013, 2018, Coira *et al.*, 2016). En la región de retro-arco (es decir, Sierras Pampeanas Orientales) los plutones resultantes tienen una signatura geoquímica tipo A metaluminosa a débilmente peraluminosa distintiva con la participación tanto del material del manto juvenil como de la corteza continental (Dahlquist *et al.*, 2010). Forman plutones subcirculares, no deformados, de variada extensión, dispersos, sin ningún arreglo espacial obvio, y asociados con diques máficos

penecontemporáneos (*i.e.* plutones: Los Árboles en la Sierra de Fiambalá, Zapata en la Sierra de Zapata, Cerro Colorado en el Cerro Negro, Quimivil en la Sierra de Zapata norte, San Blas, Sanagasta y Huaco en la sierra de Velasco y el Cerro La Gloria en el borde occidental del Famatina). En muchos casos, truncan las zonas de cizalla reactivadas, pero nunca son cortadas por ellas (por ejemplo, Dahlquist *et al.*, 2010, 2018; Alasino *et al.*, 2017).

Asociado temporal y espacialmente a los anteriores en los últimos años se han reconocido varios plutones fuertemente peraluminosos de dos micas y con características de granitos tipo A (Morales Cámera *et al.*, 2017)también de un importante desarrollo areal (*i.e*., batolito de Vinquis en la sierra homónima, plutón Asha) así como otros de menor extensión: La Costa en la sierra de Velasco, El Pilón en la sierra Brava, Serrezuela y Capilla del Monte en las Sierras de Córdoba, el plutón los Pinos y Santa Rosa en las Sierras de Ambato y Ancasti, respectivamente). También coetáneamente en zonas puntuales de las sierras Pampeanas Orientales fueron emplazados diques de lamprófiros a través de zonas de cizalla transtensional sinestral (Martina *et al.*, 2018).

Este magmatismo habría sido emplazado en un entorno de retro-arco donde al mismo tiempo se desarrollaron extensas cuencas sedimentarias (Astini *et al.*, 2011) y en cual estuvo vinculado con un arco magmático activo hacia el oeste (Alasino *et al.*, 2012). Dicho magmatismo de arco se registra en las Sierras Pampeanas Occidentales y en la Cordillera Frontal (Fig. 1a), donde los plutones muestran una signatura geoquímica calcoalcalina (Llambías y Sato, 1995; Gregori *et al.*, 1996; Alasino *et al.*, 2012; Dahlquist *et al.*, 2018).

Recientemente, Dahlquist *et al.* (2018) proponen que el magmatismo durante el Devónico y el Carbonífero inferior no corresponden a eventos tectonomagmáticos separados, sino que responderían a un proceso continuo, con variaciones geoquímicas e isotópicas en tiempo y espacio, soportando con nuevos datos la hipótesis de un proceso de subducción alternante de bajo/alto ángulo inicialmente referida por Alasino *et al.* (2012). Los autores proponen que en el margen pre-andino de Gondwana durante Devónico medio-tardío (ca. 390 Ma) se estableció un margen de subducción horizontal, que explica la falta de actividad magmática en el margen continental, el metamorfismo de elevada P / T en esa área (por ejemplo, Willner *et al.*, 2011) y la fase compresiva registrada en la región intracontinental (Sims *et al.*, 1998). Para explicar el desarrollo del magmatismo intracontinental devónico se postula un aumento del ángulo de subducción de la losa oceánica en la región intracontinental con una rotura de la losa, y el subsecuente ascenso del manto astenosférico aportando un importante flujo de calor en la base de la litósfera. Estos fenómenos conducen al adelgazamiento de la litósfera y a la fusión parcial de niveles corticales que conducen a la generación de los magmas intracontinentales. Posteriormente, el ángulo de subducción de la losa oceánica se habría profundizado durante el Carbonífero, lo cual condujo a la subducción normal en el margen preandino del SW Gondwana y a la formación de un arco magmático continental en el oeste junto con un voluminoso magmatismo de retroarco al este.

6. ANTECEDENTES

6. Antecedentes

6.1. El batolito de Achala

Como ya fue referido, el batolito de Achala es uno de los más grandes de Sierras Pampeanas (2.500 km^2) y cuenta con muchos estudios llevados a cabo en el mismo con distintos grados de información, diversos objetivos, metodologías y escalas de trabajo, sin embargo, carece de estudios sistemáticos con continuidad en el tiempo. Estos estudios han provisto datos petrológicos, datos geoquímicos, estructurales, etc. de diferentes áreas del batolito de Achala, los cuales reconocen una marcada complejidad geológica (por ejemplo: Rapela, 1982; Lira, 1985; Patiño y Patiño, 1987; Cuney *et al.*, 1989; Lira y Kirschbaum, 1990; Demange *et al.*, 1996; Candiani *et al.*, 2008; Gaido *et al.*, 2005, 2006; Zarco, 2006; Rapela *et al.*, 2008; Dahlquist *et al.*, 2014; Morales Cámera *et al.*, 2018).

Aquí se realizará una breve reseña de los principales rasgos que destacan al batolito, en particular, haciendo foco en el área de trabajo y las temáticas que ocupa este trabajo de investigación. Una síntesis completa del estado del arte sobre el estudio de estas rocas se puede encontrar en Lira y Sfragulla (2014).

6.1.1 Antecedentes petrológicos

Numerosos trabajos de investigación estudian las rocas graníticas de distintos sectores del batolito (p. ej., Bracaccini, 1936, Rapela, 1982, Lira, 1985, 1987, Kirschbaum, 1987, Patiño y Patiño Douce, 1987, Cuney *et al.*, 1989, Monsberger, 1990, Lira y Kirschbaum, 1990, Baldo, 1992, Pérez y Baldo, 1994, Demange *et al.*, 1993, 1996, Colombo, 2001, Dahlquist *et al.*, 2014), sin embargo, los de mayor representación y alcance son los de Lira (1985) y Zarco (2006).

Lira (1985) y Lira y Kirschbaum (1990), describen cinco facies para una franja del sector central del batolito a las que denominaron A, B, C, D y E. La facies A corresponde con monzoleucogranitos moscovíticos que afloran en los márgenes del batolito (p. ej., plutones Los riojanos y Mesa del Palmar); ambos se caracterizan por presentar una subfacies pegmatoide de borde. La facies B es el granito de dominancia areal, con gradaciones de texturas fuertemente porfíricas a equigranulares gruesas. La facies C es un monzogranito de dos micas de grano fino con escasos fenocristales de microclino. La facies D es una variación local de la facies C, que sólo se diferencia de ésta por carecer de fenocristales de microclino, y la facies E es un monzogranito de grano fino con motas de biotita con tendencia a moda granodiorítica. La facies dominante (B) incluye en diferentes regiones enclaves microgranulares tonalíticos (nodulares) y cumulatos de biotita-apatito. La mineralogía representativa de los granitos se compone de cuarzo, microclino, plagioclasa (An_{2-22}), biotita y muscovita primaria y secundaria. Los minerales accesorios primarios son flúorapatito, circón, magnetita e ilmenita, y los secundarios, clorita, rutilo y minerales de las arcillas. Estas facies están afectadas por distintos grados de alteración deutérica, principalmente moscovitización de plagioclasa y biotita con generación de sericitas fengíticas y óxidos de Fe y

Ti como subproductos del reemplazo; albitización y turmalinización local se restringen a los leucogranitos (facies A).

En su trabajo de tesis doctoral, Zarco (2006) ha mapeado el batolito íntegramente a escala 1:100.000, generando un mapa general de todo el batolito de Achala. El autor identifica en el batolito varias facies diferenciadas a partir de características mineralógica-texturales sin tener ningún control geoquímico, isotópico ni geocronológico. El autor diferencia seis facies texturales: Equigranular Gruesa (tamaño de grano superior a 5 mm), Porfírica Gruesa (tamaño de grano superior a 5 mm y megacristales euhedrales de microclino mayores a 3-5 cm de largo), Porfírica Media (tamaño de grano entre 5 y 2 mm y fenocristales de microclino menores a 3 cm), Equigranular Media de dos micas (tamaño de grano alrededor de 2-3 mm), Equigranular de Grano Fino de dos micas con biotita dominante (tamaño de grano menor a 2 mm) y Equigranular Media a Fina con muscovita dominante (tamaño de grano menor a 2-3 mm).

Dentro del extenso batolito destacan algunas litologías, que son restringidas arealmente pero de importancia petrogenética para el mismo. i) Pérez y Baldo (1994) describieron en el sector centro-oriental del batolito (sector de San Clemente) cuerpos cuarzo-dioríticos con hornblenda y titanita métricos a decamétricos de forma elipsoidal los que se consideran unas de las rocas más básicas del batolito de Achala (Lira y Sfragulla, 2014). Colombo (2001) describe alojados en el granito regional (sector Parque Siquiman) enclaves monzograníticos hornblendíferos; ii) Cuerpos menores (dimensiones hectométricas) de composición tonalítica, de grano medio a grano fino se reconocen en diferentes sectores del batolito, tienen formas elípticas y van desde unos pocos centímetros hasta dimensiones métricas, su composición es biotítica en la mayoría de los casos (Lira y Kirschbaum, 1990, Rapela *et al.*, 2008, Patiño y Patiño Douce,1987, Demange 1993) y otros contienen anfíbol (Pérez y Baldo, 1994); iii) El área central del batolito muestra cuerpos tabulares, elongados, subcirculares, desde < 1 m hasta decenas de metros de largo y hasta 10 m de espesor, de grano medio a grueso, a veces mostrando estratificación definida por lentes que contienen hasta 30% de apatita y 50% de biotita (enriquecidos en minerales accesorios como circón y monacita) y niveles ricos en cuarzo-micas. Destacan por tener contenidos inusualmente altos de P, F, U, Zr, Nb y ΣREE, Y, Mo, Th, V, Cr, Co, Zn y F (Dorais *et al.*, 1997, Dahlquist *et al.*, 2014).

Los más detallados antecedentes petrológicos del área de estudio de la actual tesis doctoral fueron realizados en el marco de dos tesis doctorales previas y sus publicaciones vinculadas (Kirschbaum, 1987, Lira y Kirschbaum 1990, y Baldo, 1992, Rapela *et al.*, 1991) y también en la hoja geológica Pampa de Olaen 3166-24 en escala 1:100,000 (Candiani *et al.*, 2008) basada en parte en el trabajo de Zarco (2006).

Kirschbaum (1990) y Baldo (1992) describen tres facies graníticas en el extremo norte del batolito de Achala: i) leucogranito muscovítico; ii) monzogranito porfírico biotítico muscovítico y iii) monzogranito biotítico. Las dos primeras se reconocen en un pequeño plutón con forma de domo, elongado en dirección norte-sur, de unos 3,5 km de largo por 2,5 km de ancho, ubicado en el extremo norte denominado Mesa del Palmar. La facies iii,

se reconoce principalmente en el cuerpo granito más septentrional del batolito, el cual tiene forma subcircular y se ubica en el entorno de la localidad de Characato.

Al sur de la localidad de Characato, en la región denominada Pampa de Olaen dominan monótonamente los granitos porfíricos medios (iv), los cuales según la hoja geológica serían equivalentes a los reconocidos en los entornos de localidad de Characato y en el sur de Mesa del Palmar. En los extremos sureste y suroeste del área de estudio, en las regiones denominadas como El Lavadero (Tasti) y Santa Sabina, respectivamente, aflora una nueva facies formada por granitos porfíricos de grano grueso (v) (Candiani et al., 2008).

Completan la asociación petrológica diferenciados de borde de tipo pegmatítico, con grandes cristales de feldespato potásico, muscovita y berilo, así como intrusivos aplíticos y aplopegmatíticos en el cuerpo. También potentes filones de cuarzo eventualmente mineralizados con W.

6.1.2 Antecedentes geoquímicos

En 1982, Rapela realiza un estudio geoquímico de elementos mayoritarios y algunos trazas en una franja de orientación NE de la zona central del batolito. El autor define al batolito de Achala como calcoalcalino peraluminoso, con contenidos relativamente altos de K, Rb, Y, Nd, Zr y Nb y bajo contenido de Ca, Mg y Ti, baja relación K/Rb como características primarias del magma de Achala, con y muy elevada razón Rb/Sr indicativa de alto fraccionamiento y con ausencia de miembros cálcicos extremos con baja sílice.

Lira y Kirschbaum (1990), en la zona central del batolito reafirman su naturaleza fuertemente peraluminosa y bajos valores de Ca. Los autores sugieren que las diferentes facies son consanguíneas y se relacionan por un proceso de diferenciación, con aumentos en Ti, Ca, Fe, Zr, Sr y Ba y una disminución en Rb son consistente con el fraccionamiento. Destacan también que la gran variación de Rb con una pequeña variación en K_2O en los leucogranitos puede estar relacionada con la alteración superpuesta hidrotermal-pegmatítica (Shaw, 1968). Los autores sugieren que los granitos del batolito de Achala se pueden clasifican como granitos tipo S, aunque destacan ciertos elementos traza (Y, Rb) permiten clasificarlos como granitos de intraplaca.

Demange *et al.* (1993, 1996) dividen el batolito en series magmáticas o dominios a partir de datos aero-radimétricos y análisis químicos. Los autores diferenciaron cinco series ("*suites*") magmáticas a las que denominaron Achala, Cumbrecita, Champaquí, El Cóndor y Characato, las cuales a su vez se componen de varias facies petrográficas. Como conclusiones generales destacan el carácter peraluminoso de las cinco series y a partir de las relaciones $Na_2O + K_2O$ versus SiO_2 clasifican a las distintas facies de cada serie como granitos. De la serie dominante en el batolito (*suite* Achala), la cual ocupa ~75 % de la superficie aflorante del batolito, destacan que está conformada por facies comagmáticas, todas de carácter peraluminoso potásico y con elevados tenores de Rb, Sr, Th, U, Zr y F. Las otras series varían levemente en los contenidos de álcalis, Fe y Mg, ETR e Y y contenidos de U. La mayoría de los elementos se comportan de la misma manera con respecto a la diferenciación magmática dentro de cada serie, ya sea como una tendencia monótona de decrecimiento de Ti,

Zr, Fe, Mg, Ca, Ba, Sr, ETR, Th y U, y aumento de Si, Rb y Na + K. Y y Nb muestran diferentes comportamientos en cada serie. Sugieren que el hecho que las diferencias entre series se hagan más notorias en los miembros menos evolucionados, indican que los magmas parentales debieron ser diferentes.

Galliski (1993, 2000) definió a las pegmatitas del distrito Punilla vinculadas al magmatismo de Achala como de la familia NYF (Nb-Y-F) o mixtas (mezcla de NYF con LCT (Li-Cs-Ta). Con el sustento en datos previos de geoquímica de elementos mayoritarios y trazas e isótopos de Sr y O sobre los granitos, los clasifica como Tipo A que asimilaron cantidades variables de protolitos metasedimentarios, lo cual les introdujeron una señal tipo S [A+S]. Sobre el particular, Galliski (1994) consideró que la naturaleza híbrida de estos granitos se definía mejor por su especialización metalogenética que por sus evidencias petrogenéticas.

Dorais *et al.* (1997), en el estudio de los inusuales cumulatos de biotita-apatito y de los diferentes pulsos graníticos de la serie Achala que los alojan, en la zona central del batolito, destacan la elevada concentración de flúor en los granitos porfíricos y equigranulares gruesos, evidenciado por los contenidos de flúor de la biotita y flúorapatito magmáticas (en cumulatos y granitos). Dorais *et al.* (1997) concluyen que éstas son evidencias indican que los magmas parentales de los granitos de Achala estaban enriquecidos en flúor y que evolucionaron hacia magmas/fluidos ricos en F.

Rapela *et al.* (2008) en un *short paper* reporta nuevos datos geoquímicos de la misma zona estudiada en 1982. Aquí reafirma que las rocas de este sector están dominantemente formadas por monzogranitos con altos contenidos de sílice (70–74%), aunque un rango más amplio es reconocido debido a la ocurrencia de enclaves tonalíticos (60–76%), las rocas se ubican dentro de los campos de la serie de calcoalcalino a álcali-cálcico. Los autores clasifican a los granitos como granitos de tipo A aluminoso, debido a su carácter peraluminoso, y enriquecimiento en F, Ga, Nb, altas proporciones de Ga/Al y bajas proporciones de K/Rb.

Dahlquist *et al.* (2014) estudian las rocas graníticas del centro oeste del batolito, y destacan los contenidos restringidos y altos de SiO_2 (69,8–74,5% en peso), su dominante composición alcalino-cálcica y ferrosa. Los autores notan que las altas concentraciones de los elementos de alta resistencia de campo (HFSE) como Y, Nb, Ga, Ta, U, Th y los patrones de REE planos con anomalías Eu negativas significativas son típicas de los granitos de tipo A. También reconocen el elevado índice de saturación de aluminio (1,10–1,40), lo que indica magmas parentales aluminosos. Destacan el alto contenido de F en biotitas ígneas (0,9–1,5% en peso) y lo extrapolan a un alto contenido de F en el magma parental. También destacan las elevadas concentraciones de P. A partir de la progresiva disminución de Ba y Sr con la disminución de Eu reconocen el papel del fraccionamiento de feldespatos en la evolución de estos magmas. Los autores indican que se trata de rocas graníticas peraluminosas, pero con características geoquímicas propias de granitos tipo A enriquecidos en flúor.

En relación a las rocas graníticas del área de estudio, Demange *et al.* (1993, 1996) proponen que, debido a leves diferencias geoquímicas, sean separadas del dominio de los granitos del centro del batolito de Achala (serie Achala) y conformen una serie distinta (*suite* Characato).

Rapela *et al.* (1991) aportan datos geoquímicos de las rocas de Characato y Mesa del Palmar, y señalan los elevados contenidos de K y de la relación Rb/Sr (≅ 25) y la disminución de los contenidos de Fe, Mg, Ti y Ca y de la relación K/Rb (≅ 100) en los leucogranitos comparados con los granitos porfirices. Basado en el comportamiento de elementos de tierras raras entre los granitos de dos micas y los leucogranitos, los autores los consideran cogenéticos. Kirschbaum (1990) sostiene que los granitos de Mesa del Palmar son peraluminosos especializados con muy bajos contenidos de Ca, Mg y Fe y notables concentraciones de Rb e Y, lo cual es un rasgo de granitos de intraplaca.

6.1.3 Antecedentes geocronológicos

Distintos autores aportaron edades Rb/Sr y K/Ar de los granitos desde la década del 70 (Linares y Latorre, 1969, 1973, Cingolani y Varela, 1975, Rapela *et al.*, 1982, Rapela *et al.*, 1991). Las edades U-Pb sobre circón que se han obtenido en el batolito de Achala hasta el momento son las siguientes: 368 ± 2 Ma, U–Pb sobre circón en el granito porfírico de grano medio en la región centro noroeste del batolito de Achala (facies B de Lira y Kirschbaum 1990, y serie Achala de Demange *et al.*, 1996) y 367 ± 5 Ma U–Pb sobre circón en un enclave de biotita-apatito de origen cumulático alojado en el mismo granito (Dorais *et al.*, 1997); 379 ± 4 y 369 ± 3 Ma, U–Pb SHRIMP sobre circón, la primera corresponde a un granito de dos micas de grano medio porfírico (facies B de Lira y Kirschbaum 1990, y serie Achala de Demange *et al.*, 1996) y la segunda a una tonalita biotítica de grano fino que intruye a la facies porfírica (serie El Cóndor de Demange *et al.*, 1996) (Rapela *et al.*, 2008) ambos de la región centro del batolito; cuatro nuevas edades fueron obtenidas por Dahlquist *et al.* (2013, 2014) mediante U–Pb LA-ICP-MS sobre circón (todas correspondientes a la facies B de Lira y Kirschbaum 1990, y serie Achala de Demange *et al.*, 1996): 366 ± 6 Ma, corresponde a un monzogranito porfírico grueso del centro del batolito; 369 ± 5 corresponde a un monzogranito porfírico medio del centro noroeste del batolito, 372 ± 6 Ma, es una granodiorita félsica de grano grueso del mismo sector y 370 ± 8 Ma, corresponde con un monzogranito porfírico grueso del centro norte. De esta manera y teniendo en cuenta el error, las edades de la región central del batolito de Achala varían entre 383 y 360 Ma.

Para los granitos del extremo norte del batolito de Achala, coincidente con el área de estudio, desde una isócrona Rb-Sr se obtiene una edad de 358 ± 9 Ma (Rapela *et al.*, 1991). Esta isócrona incluyó muestras de granitos porfíricos de Characato y de los leucogranitos de Mesa del Palmar, considerados todos consanguíneos. A partir de esta edad se especuló con que parte del batolito de Achala se pudo haber edificado en los comienzos del Carbonífero.

6.1.4 Antecedentes isotópicos

Los datos isotópicos de Nd publicados para la mayoría de granitos y enclaves biotíticos de la región centro norte y centro noroeste del batolito, independientemente su textura muestran un rango de εNd_t (recalculados a 369 Ma), de −5,6 a −6,5 (n = 7) (excepto una con valor de −5,0), los granitos y enclaves biotíticos de la región central tienen valores levemente menos negativos de −4,9 a −4,0. Los intrusivos tonalíticos de grano fino tienen los valores menos corticales (−1,2 a −1,9) (datos de Dahlquist *et al.,* 2013). Rapela *et al.* (2008) mencionan que la señal isotópica más primitiva reconocida en las tonalitas también está presente en algunos leuco-monzogranitos con elevado contenido de SiO_2 (74.5-75.5%) (εNd_t = -1.3 a -1.9), aunque no precisan ubicación ni extensión.

Los datos de isotópicos de Hf sobre circones magmáticos de Achala son los siguientes: el monzogranito porfírico grueso del centro del batolito tiene un rango de $\varepsilon Hf_{,366}$ de −2,7 a −6,5; el monzogranito porfírico medio del sector centro noroeste un rango de $\varepsilon Hf_{,369}$ de −3,8 a −8,7, una granodiorita félsica de grano grueso del mismo sector tiene un rango de $\varepsilon Hf_{,372}$ de −2,0 a −6,5 y un enclave de biotita-apatito tiene un rango de $\varepsilon Hf_{,369}$ de −2,1 a −6,6.

Los datos isotópicos de Sr fueron obtenidos en una franja central con dirección NE-SO, aunque no se especifican las litologías muestreadas, los datos $Sr/Sr_{,369}$ mayormente varían de 0,70626 a 0,71352 y $\varepsilon Sr_{,369}$ de 31 a 134, con un dato mayor (0,72258 y 263, respectivamente). Datos isotópicos de Sr fueron obtenidos para los granitos de la región de Characato y Mesa del Palmar los cuales varían de 0,7119 a 0,7132 (359 Ma) ($\varepsilon Sr_{,359}$ = 111 – 129).

6.1.5 Antecedentes de interpretaciones petrogenéticas

Los datos isotópicos de Nd y Hf dominantes en el batolito son interpretados como indicadores de una fuente litosférica continental, y sugieren entonces que los magmas resultaron mayormente de la reelaboración de material supracrustal (Dahlquist *et al.,* 2013). Para granitos y las tonalitas del sector central a centro oriental del batolito de Achala que tienen valores menos radiogénicos que el resto del batolito se sugiere un origen mixto, entre un componente juvenil, probablemente astenosférico, y un miembro final cortical (de tipo Pampeano) (Rapela *et al.,* 2008).

A partir de los datos geoquímicos, diversos autores manifiestan que los granitos del batolito de Achala tienen magmas parentales de naturaleza híbrida (i.e., A+S) (p. ej., Rapela, 1982, Lira y Kirschbaum, 1990, Rapela *et al.*, 2008, Dahlquist *et al.*, 2013, 2014, Lira y Sfragulla, 2014) lo cual es consistente con el estudio de las pegmatitas (p. ej., Galliski, 1993, 2000).

Dahlquist *et al.*, (2014) interpretan a los magmas como derivados de fuentes corticales dominadas por metasedimentos, donde el proceso de fusión habría involucrado plagioclasa residual en la fuente. Por otro lado,

Rapela *et al.* (2008) explican las características híbridas por la fusión de restitas pampeanas ricas en biotita a partir de un proceso de fusión por deshidratación de biotita a alta temperatura y mezclas con un magma juvenil.

Lira y Sfragulla (2014) sugieren que la signatura A+S se obtiene por la fusión de material metasedimentario pero previo y variablemente metasomatizado por fluidos juveniles alcalinos (i.e., "fenitización"), como fuera postulado por Lira *et al.* (2012) para los granitos devónicos del plutón Potrerillos en el batolito de Las Chacras-Potrerillos.

En relación a los distintos *trends* de evolución geoquímica reconocidos entre los granitos del batolito de Achala distintos autores proponen que se vinculan con procesos de cristalización fraccionada, con segregación de feldespatos, biotita, circón, monacita y óxidos de Ti (*e.g.* Cuney *et al.*, 1989; Lira y Kirschbaum, 1990; Rapela *et al.*, 1991; Demange *et al.*, 1996; Dahlquist *et al.*, 2014).

Sobre la génesis de los enclaves de biotita-apatita, a partir de datos geocronológicos, mineraloquímicos y geoquímicos de roca total distintos autores concluyen sobre su origen: cumulático, es decir, segregaciones magmáticas (cumulatos) a partir del magma parental (Dorais *et al.*, 1997), o segregaciones por flujo relacionadas con deformaciones intracámara (Dahlquist *et al.*, 2014). En cualquier caso, en ambos casos las interpretaciones coinciden en que estos enclaves están directamente relacionados al magma parental de los granitos del sector central del batolito de Achala y no son intrusivos provenientes de otras potenciales fuentes, ni xenolitos o restitas.

6.1.6 Antecedentes metalogénicos

Lira *et al.* (1990) resumen las mineralizaciones más importantes ligadas al batolito, intragraníticas o peribatolíticas: i) pegmatitas de la familia mixta portadoras de Be-P-Nb-Ta-Li, siendo los principales minerales accesorios berilo, columbita-tantalita, apatita y triplita, ii) greisens de cuarzo-muscovita, algunos portadores de escasa fluorita, iii) filones de fluorita de edad cretácica, iv) episienitas feldespáticas (en parte albititas) portadoras de mineralización de uranio en venas hidrotermales (pechblenda-pirita-cuarzo), v) mineralización supergénica de fosfatos (meta-autunita, metatorbernita, fosfuranilita, uranofano), vi) albitización y episienitización en los granitos de la Sierra de Achalita en las cercanías de los cerros Los Nonos (Ocanto y Lira, 2002).

En el área de trabajo de esta investigación se reconocen mineralizaciones de W asociadas a: i) venas de cuarzo wolframita (Bi, Zn, fluorita) del tipo exogreisen intra- y periplutónicas (p. ej., distrito Los Mogotes, al oeste de Mesa del Palmar) vinculados a leucogranitos muy evolucionados (Lira y Sfragulla, 2014 y referencias allí citadas), y ii) skarns o depósitos estratoligados recristalizados de scheelita (con Ag-Bi-Sn-Zn) en anfibolitas y mármoles cámbricos encajonantes en márgenes del batolito (p. ej., distrito Los Guindos, Pampa de Olaen, Sureda *et al.*, 2006, Lira y Sfragulla, 2014). También en la región de Mesa del Palmar se reconoció la presencia de berilo diseminado intragranítico (Defilippi, 1983, Lira y Sfragulla, 2014)

6.1.7 Rocas de caja

En la región norte del batolito de Achala, los granitos de la *suite* de Characato se intruyeron de forma discordante en el complejo metamórfico de la Cruz del Eje del Cámbrico temprano (por ejemplo, Candiani *et al.*, 2008). El complejo metamórfico incluye migmatitas de protolitos metapsammíticos y metapelíticos, siendo las migmatitas heterogéneas las más abundantes seguidas de las diatexitas (Candiani *et al.*, 2008). Según la paragénesis Crd + Grt + Bt y Sil + Kfs, el pico metamórfico habría alcanzado una temperatura de 730ºC a 4-5 Kb de presión (Caffe, 1993). Recientemente, desde las diatexitas con una paragénesis de cordierita, granate, biotita, sillimanita, plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo mediante el software THERMOCALC se calcularon condiciones más extremas cercanas a 830° C y 6,5 kbar (Baldo y Verdecchia, 2014). En el sector oeste del área de estudio, al sur del plutón Characato y en el entorno del granito Santa Sabina, dominan los ortogneises (Fig. X). Se distinguen los siguientes tipos: ortogneis tonalítico granatífero (Pl - Qtz - Bt - Grt - Hbl), ortogneis monzogranítico porfírico (Kfs - Pl - Qtz - Bt - Ms) y ortogneis granodiorítico porfírico (Pl - Kfs - Qtz -Hbl - Bt – Di) (Baldo, 1992, Candiani, 2008). Gneises, mármoles, rocas calcosilicáticas y anfibolitas completan la asociación petrológica. Algunos cuerpos de mármol están transformados parcialmente en skarns.

Las unidades metamórficas están sobreimpresas localmente por zonas de cizalla, destacan la faja Matacaballos y Guamanes. La zona de cizallamiento de Guamanes tiene una foliación milonítica principal de N 354 ° / 70 ° E, con cinemática inversa y un componente dextral (Martino, 1992). Su edad es poco conocida: algunos autores sugieren una edad paleozoica temprana para esta zona de cizallamiento (Bonalumi *et al.*, 1999), mientras que otros trabajos indican que estuvo activa hasta *ca.* 360 Ma (Sims *et al.*, 1998; Martino, 2003).

Hornfels o semihornfels se ubican discontinuamente bordeando el norte de los granitos del sector norte del batolito de Achala, controlados por la composición de los protolitos. Los hornfels de cordierita poiquilítica indican condiciones P-T de ca. 560 ° C y 2 kbar (Baldo y Verdecchia, 2014).

6.2 El Batolito de Vinquis

6.2.1 Antecedentes petrológicos

Sosic (1972) y González Bonorino (1972) realizan la primera descripción de la sierra de Vinquis con la elaboración de las hojas geológicas 14d, Tinogasta y 13c, Fiambalá. Describen la litología granítica de la sierra de Vinquis de manera general como: granitos de textura porfiroide constituidos por feldespato rosado que adquieren, en parte, granos muy gruesos. Reportan para el margen oriental de la sierra la presencia de afloramientos aislados de micacitas biótíticas y esquistos cristalinos intruidos por venas de cuarzo, que a medida que se ubican más próximos al macizo granítico se encuentran mayormente inyectados y son descriptos como migmatitas.

Toselli *et al.* (1992) reconocen 3 facies graníticas sin distinción de límites: a) Granito porfírico leucocrático de grano medio, b) Granito porfírico de grano medio c) Granito equigranular de grano medio aflorando exclusivamente en el sector noreste de la sierra. Destacan en su mineralogía la presencia de moscovita primaria y sillimanita. Toselli *et al.* (1992), en base a la mineralogía de la roca, sugieren un emplazamiento en niveles someros (próximo al *solidus* de fundidos graníticos), estimando unos 2 kbar de presión y 650° C de temperatura, aproximadamente.

Rapela *et al.* (1996) realizan una descripción general y simplificada y se refieren a los granitoides de Vinquis como constituidos por facies porfiroides monzograníticas de dos micas, divididas en subfacies en base al tamaño de grano.

6.2.2 Antecedentes geoquímicos

Geoquímicamente Toselli *et al.* (1992) se refieren a los granitos de sierra de Vinquis como monzogranitos subalcalinos, peraluminosos, enriquecido en potasio sobre el sodio y con afinidad con los granitos tipo S.

Rapela *et al.* (1996) destacan que las tres muestras analizadas en su trabajo de sierra de Vinquis superan el valor 1,1 del ISA (Índice de Saturación de Aluminio), notan un rango restringido en el contenido de sílice y bajos contenidos de CaO y Sr. Remarcan que el comportamiento de elementos traza es distinguible de otras unidades fuertemente peraluminosas de las Sierras Pampeanas, siendo los elementos incompatibles los que muestran mayores diferencias. Así, el enriquecimiento en REE de Vinquis y la marcada anomalía negativa de Eu son rangos distintivos. Concluyen que los granitos de sierra de Vinquis así como los demás granitos fuertemente peraluminosos mantienen afinidades geoquímicas con granitos formados por fusión cortical con aporte sedimentario.

6.2.3 Antecedentes geocronológicos

Las primeras edades (K-Ar) obtenidas en la región fueron realizadas por McBride *et al.* (1976), específicamente tres dataciones en la sierra de Zapata. Dos de las cuales están ubicadas en un bloque serrano separado de la sierra de Zapata, aunque considerado parte de la misma por Toselli *et al.* (1992), donde se obtuvieron edades de 327 y 323 Ma con muscovita-roca total y biotita-roca total, respectivamente. La tercera edad se obtuvo en el sector norte de la sierra de Zapata, arrojando una edad de 316 Ma.

Luego, González *et al.* (1985), efectuaron 3 dataciones en la sierra de Vinquis. Son edades K-Ar a partir de muscovita y biotita combinada con la composición de la roca total. Las edades obtenidas en tres sectores distintos de la sierra (ver ubicación en Fig. 5) son de norte a sur 330 Ma, 336 Ma y 392 Ma. La publicación de González *et al.* (1985) no incluye el MSWD de las isócronas y no es posible ponderar la precisión de las mismas. Tampoco son publicados los contenidos de K_2O de las micas ni los valores de Ar atmosférico, los cuales son necesarios para valorar la calidad de este tipo de dataciones.

Dataciones más recientes fueron realizadas en los bloques montañosos próximos a la sierra de Vinquis. Por un lado, Fogliatta *et al.* (2012) determinan una edad de cristalización U-Pb sobre circones para el granito Cerro Colorado en el Cerro Negro de 350 ± 3 Ma y una población de circones heredados con una edad de 477 ± 2 Ma. A su vez, Dahlquist *et al.* (2013a) para la sierra de Zapata, obtienen mediante el mismo método una edad de 340 ± 2 Ma.

6.2.4 Interpretaciones geodinámicas y petrogenéticas

Como se mencionó en apartados anteriores, basados en los diagramas de elementos traza de discriminación tectónica de Pearce *et al.* (1984), Toselli *et al.* (1992) asignaron el magmatismo de la sierra de Vinquis (y de Cerro Negro) a un ambiente colisional o de arco volcánico, que habría precedido al magmatismo representado por los granitos de la sierra de Zapata (asumidos como granitos de intraplaca), emplazado más tardíamente en un medio más o menos cratonizado. Las rocas graníticas de la sierra de Vinquis han sido consideradas como magmas generados en ciclo Famatiniano por Toselli *et al.* (1992), entendiendo como tal un ciclo iniciado en el Ordovícico y que finaliza en el Devónico superior – Carbonífero inferior (Aceñolaza y Toselli 1973, 1981). La inclusión del magmatismo de la sierra de Vinquis en el ciclo Famatiniano ha llevado a que distintas publicaciones muestren mapas geológicos regionales donde esta sierra es considerada de edad ordovícica (*e.g.*, Grosse *et al.*, 2011, Fig. 1).

Vinculado con la petrogénesis magmática Rapela *et al.* (1996) indican que los granitos fuertemente peraluminosos referidos cuentan con afinidad geoquímica de granitos anorogénicos y sugirieron, estos granitos más otros fuertemente peraluminosos sean una manifestación magmática con identidad propia, probablemente relacionada al inicio de la subducción gondwánica en el margen Pacífico.

6.2.5 Antecedentes metalogénicos

Ávila *et al.* (1999) realizaron estudios metalogenéticos de W y Sn en la provincia de Catamarca, y reportan mineralizaciones de wolframio para el extremo sur de la sierra de Vinquis. La mineralización se encuentra en "vetas de cuarzo portadoras de wolframita (+hematita +calcopirita +pirita) alojadas en un granito gris rosado de grano grueso y asociadas a pegmatitas".

Sanematsu *et al.*, (2018) estudiando las características geoquímicas y edades U-Pb sobre circón de granitos vinculados a mineralizaciones de tungsteno de la provincia de Catamarca identifican que las rocas de los granitos de Vinquis (entre otras) tienen características geoquímicas y petrográficas que los permiten clasificar como granitos tipo S, pero que tienen características de granitos tipo A (*e.g.*, alta relación Ga/Al). Debido a su baja susceptibilidad magnética pertenecen a la serie ilmenita y pueden ser relacionados a mineralizaciones de W-Sn. También muestran que junto con el proceso de evolución magmática hay un enriquecimiento en W, adquiriendo los granitos fuertemente peraluminosos más félsicos de Vinquis más de 10 ppm de W.

6.2.6 Rocas de caja

En el flanco oriental de la Sierra de Vinquis y constituyendo afloramientos dispersos, las rocas de caja corresponden con rocas esquistosas de granulometría variable de mediana a fina: i) esquistos de grano fino compuesto de cuarzo, plagioclasa y micas y ii) esquistos/gneises de grano medio con biotita predominante que se dispone en finas capas algo irregulares y rodeando a modo de pestañas a minerales granoblásticos como cuarzo y feldespatos. Estas rocas cuarzo micáceas presentan la siguiente paragénesis crítica: cuarzo-plagioclasa-biotita- moscovita y cuarzo-plagioclasa-microclino-biotita (moscovita) indicando que se habría alcanzado un grado en el metamorfismo regional correspondiente a la facies de anfibolita, subfacies estaurolita-almandino o grado medio (Toselli *et al.*, 1992). Estas rocas habrían sido predominantemente cuarzo-feldespáticos con escasa proporción de material pelítico, motivo por el cual no se desarrollaron bien las asociaciones minerales más diagnósticas (Toselli *et al.*, 1992).

También en diferentes sectores se identificaron afloramientos de milonitas de protolito granítico. Estas cuentan con una foliación milonítica de entre 334°/62° SW y 350°/67° SW. La textura está conformada por una foliación espaciada definida por dominios de clivaje compuestos por biotita y muscovita, y microlitones muy recristalizados compuestos por cuarzo y feldespatos, y en menor medida biotita y muscovita. Hay microlitones con forma lenticular (foliación espaciada en dominios). Los profiroclastos son principalmente de feldespato potásico y cuarzo. La mineralogía en el dominio del clivaje (25%) tiene una relación espacial anastomosada, donde las biotitas son subhedrales a anhedrales, lenticulares, formando bandas discontinuas y las muscovitas subhedrales, de grano pequeño, formando folias, aunque en partes aparecen desorientadas. Los minerales accesorios son circón, apatita, minerales opacos. Los microlitones de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo en la matriz forman abundantes granos poligonales recristalizados y subgranos. Los porfiroclastos de feldespato potásico son lenticulares y anhedrales, fuertemente alterados a caolinita y sericita. Se observa recristalización dinámica (*bulging*) evidenciada por granos menores recristalizados entre subgranos. Los porfiroclastos de cuarzo son lenticulares con colas simétricas de cuarzo recristalizado. Poseen extinción ondulosa. Los porfiroclastos pueden estar formados por 3 o 4 granos mayores separados por límites de granos pequeños recristalizados (evidencias de *bulging*). Las micas son subhedrales a anhedrales y algunas biotitas están recristalizadas.

7. GEOLOGÍA DE CAMPO

7. Geología de Campo

En esta sección tiene por objetivo dar a conocer los principales rasgos geológicos de campo de cada sector de estudio, con principal énfasis en la ocurrencia de las rocas graníticas aflorantes. La sección se divide en la geología de campo del: i) flanco Este de Vinquis, ii) flanco Oeste de Vinquis y iii) los granitos del extremo norte del batolito de Achala.

7.1 Sierra de Vinquis, flanco Este

7.1.1 Sector Norte

Este sector fue estudiado a partir de dos perfiles correspondiendo a dos quebradas principales: quebrada La Chilca y quebrada del **Puesto Abandonado** (Fig. 7.1).

En la quebrada **La Chilca** próxima al puesto el Tuscanal domina monótonamente un granito porfírico de grano medio de dos micas y color blanco grisáceo con abundantes fenocristales de 4 × 1 cm y 2 × 0,5 cm, denominado en este trabajo como facies A. Los fenocristales cuentan con dos orientaciones preferenciales de los fenocristales: 220°/80° NO y 155°/36° NE. Estas rocas cuentan con abundantes xenolitos rectangulares a esféricos de metamorfitas (gneises ricos en biotita) de entre 4 × 5 cm a 10 × 2 cm (Fig. 7.2a). También por sectores se reconocieron enclaves de grano fino y de similar composición que el granito, pero con menor abundancia de fenocristales, donde en algunos casos el granito porfírico penetra dúctilmente al enclave. Los enclaves también tienen xenolitos metamórficos. Estos enclaves se disponen en forma de vaina o en formas globosas. Se identificó en la facies A una estructura magmática, un conducto magmático, una zona de 1,5 m de ancho donde se concentran xenolitos metamórficos y fenocristales de feldespato y cuarzo (Fig. 7.2b).

Dispersas pegmatitas muscovíticas que contienen apatita, granate y turmalina cortan al granito e incluyen colgajos de una milonita de protolito granítico fuertemente deformada. La milonita tiene una orientación de 340°/65° E.

Finalmente, un afloramiento pequeño muy próximo al bloque que constituye la sierra de Vinquis surge del relleno moderno. Este está constituido por una milonita de grano fino con fenoblastos de feldespato potásico que definen una foliación de 329°/89° O. Esta milonita está en contacto con una filita moteada que tiene una foliación de 179/68º O (Fig. 7.2c).

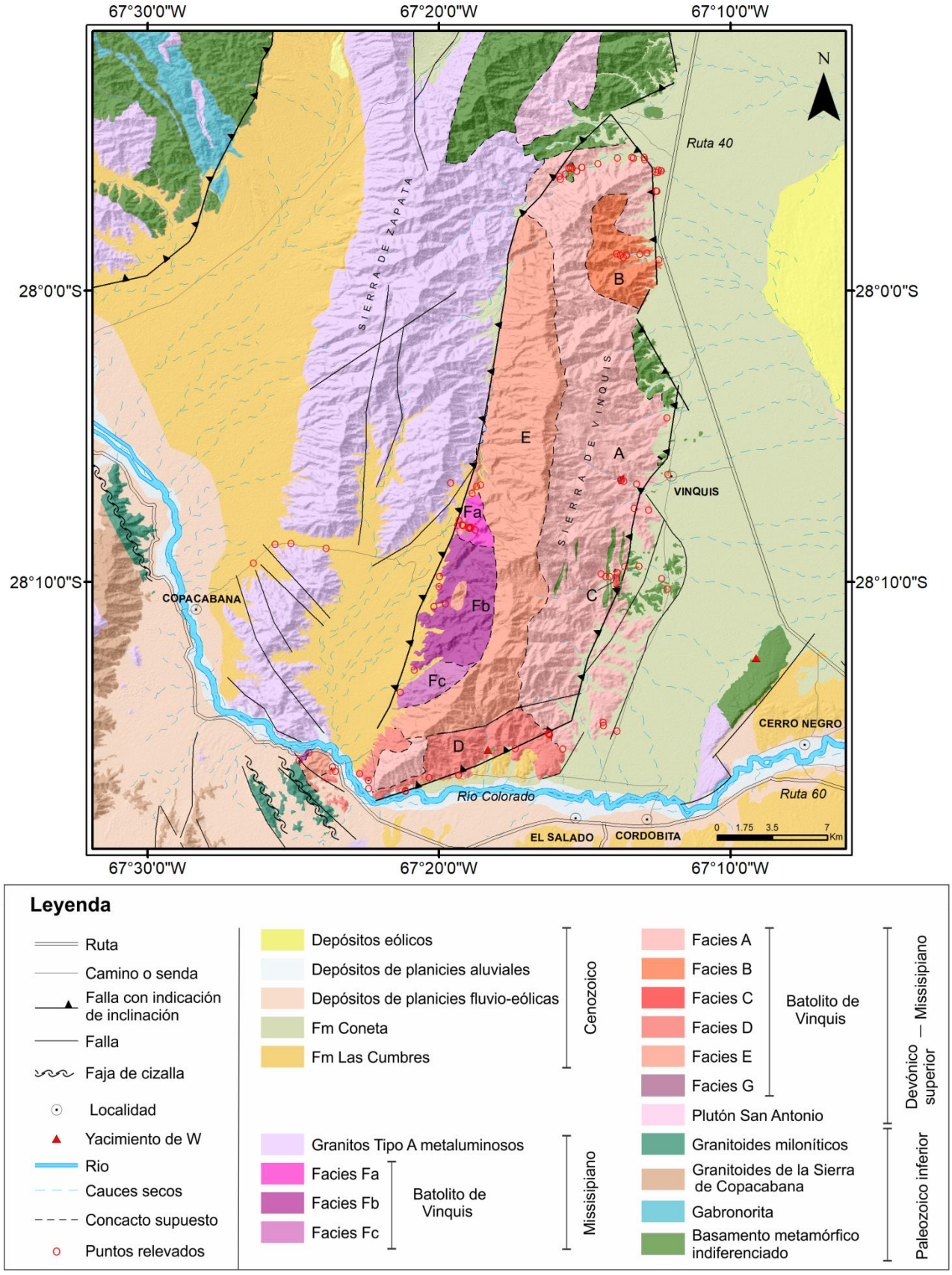


Fig. 7. 1. *Mapa geológico general de las sierras de Vinquis, Zapata y Cerro Negro. Modificado a partir de Sosic (1972), Gonzalez Bonorino (1972) y Candiani (2013).*

En el sector centro norte de la sierra de Vinquis, a lo largo de la quebrada próxima al **Puesto Abandonado** (Fig. 7.1), se observa una sola facies que consiste en un granito equigranular de grano medio de dos micas (entre 1 y 5 mm), leucocrático, de tonalidades blanco-grisácea a rosa pálido, aquí denominada facies B (Fig. 7.2c). En dos estaciones de muestreo se observó la presencia de pequeños nódulos (1,5 – 2 cm) formados por granate rojo oscuro, láminas de muscovita y un cristal de color verde, probablemente apatita. No se observan estructuras evidentes, como por ejemplo foliaciones, lineaciones, etc., en esta facies y tampoco se reconocieron las relaciones de contacto con los granitos porfíricos reconocidos en la quebrada La Chilca.

7.1.2 Sector Central

Este sector fue estudiado a partir de dos perfiles, a través de las quebradas **Chungango** y **Vinquis** (Fig. 7.1). En ambos domina un monzogranito porfírico de dos micas (facies A). Su color es blanco a gris claro, a simple vista se reconocen fenocristales tabulares de feldespato potásico con tamaños variables de entre 3 × 1 cm y 2 × 0,5 cm a 5 × 1,5 cm y 7 × 1cm, insertos en una matriz de grano medio a grueso constituida por abundante cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, biotita y muscovita (biotita > muscovita) (Fig. 7.2e) Es notoria la foliación magmática definida por la orientación de los fenocristales. Se identificaron, provisoriamente (limitado por el número de observaciones realizadas), dos foliaciones magmáticas que se cortan de manera cuasi ortogonal. La foliación 1 es 95°/subvertical y la foliación 2 es 02°/subvertical. En diferentes sectores hay predominio de una por sobre la otra llegando una de ellas a no identificarse.

También de manera restringida e interdigitada entre las rocas porfíricas se identificó una facies equigranular de grano medio a fino (0,4 × 0,2 cm) en algún caso con pequeños fenocristales y con colores que varían del gris muy claro a blanco (facies C). La asociación mineral reconocida está formada por cuarzo, feldespatos y las dos micas presentes. Su afloramiento es del orden métrico (10 metros aproximadamente). En la quebrada Vinquis se observa que esta facies se vincula con la facies porfírica (facies A) mediante un contacto neto, siendo la posición del contacto 280°/ 40° NO (Fig. 7.2f). Ninguna de las dos facies intruye a la otra, por lo cual se interpreta que son intrusiones, al menos, cuasincrónicas, y que poseían similares propiedades reológicas al momento de emplazarse. En la quebrada Chungango esta roca se interdigita entre tabiques metamórficos.

Cuerpos pegmatíticos de composición granítica, subhorizontales y con poca potencia (1,5 m), fueron observados, los cuales se encuentran intruyendo a las dos facies. Su asociación mineral está formada por Qtz + Kfs + Bt + Ms + Tur + Ap + Grt ± Brl ± Hem.

En la quebrada Chungango se observaron diferentes tabiques de rocas metamórficas intercaladas entre los granitos. Las rocas son gneises con una foliación dominante N-S y un buzamiento cuasi vertical variando de Este a Oeste (5°/85° E y 15°/65° O). Su textura la forman láminas de entre 1 a 3 mm formados por una asociación mineral de cuarzo, feldespatos y biotita. Por sectores muestran pliegues complejos y en *chevron*. El granito corta

abruptamente la foliación y por sectores se inyecta entre las capas de la metamorfita separándola en escamas (Fig. 7.2g).

Saliendo de ambas quebradas, en lomas muy próximo al macizo granítico, se encuentran protomilonitas y esquistos que afloran como pequeños cerros que se alzan en el relleno moderno (Fig. 7.1). En ambos perfiles se reconoció la misma posición para ambas rocas, las protomilonitas se ubican al oeste y las metapsamitas/filitas con un mayor desarrollo areal al Este. Los esquistos de protolito psamítico, tienen un plano de estratificación (S_0 95°/60° N) y una foliación S_1 con rumbo N-S y buzamiento de 45º O. En contacto intrusivo con ésta, se halla la protomilonita (protolito: granito biotítico) con una foliación milonítica de orientación 350°/67° SO (Fig. 7.2h, i). No se reconocieron indicadores cinemáticos en el afloramiento. Debido a la similar orientación de las foliaciones, se interpreta que la deformación dúctil habría afectado a ambas litologías.

7.1.3 Sector Sur

Este sector fue investigado a partir de numerosas paradas o pequeñas transectas a lo largo del flanco sur (Fig. 7.1).

En el extremo sur oeste se identificó una facies dominante (facies Da), una roca porfírica gruesa a inequigranular gruesa (3 a 10 mm) de dos micas con fenocristales de 2,3 × 0,5 cm a 4 × 2 cm, su color es entre amarillento y rosado. La abundancia de fenocristales es menor que la de las rocas porfíricas de los sectores centro y norte y destaca por tener biotita en similares proporciones que la muscovita (Fig. 7.2j). Se describió la presencia de chorlo. Los fenocristales muestran dos orientaciones preferenciales de 20°/70° O y 105°/45 S.

En diferentes sectores se identificaron xenolitos de una roca milonítica de protolito granítico con una marcada foliación dada por las micas y lentes de cuarzo y feldespato, con una orientación de N150°/70° SE. El granito corta abruptamente la foliación de esta roca, que forma un tabique de algunos metros dentro del mismo (Fig. 7.2k).

En el extremo suroeste también aflora la facies A donde próximo al contacto con la facies Da, se observan en el granito zonas de acumulación de fenocristales y zonas tabulares de un granito rico en biotita porfírico con un menor contenido de fenocristales y matriz de grano medio a fino. Los fenocristales se orientan paralelos a la orientación de estas zonas ricas en biotita, mientras que los fenocristales muestran orientación variable fuera de ella (Fig. 7.2l).



Fig. 7. 2. a) Facies A con enclaves de grano fino y xenolitos metamórficos biotíticos en el sector norte; b) Estructuta magmática columnar en Facies A, donde hay una orientación preferencial de los cristales y xenolitos, en el sector norte; c) Tabique de roca de caja correspondiente a una milonita de protolito granítico en contacto con Facies A, del sector norte; d) Muestra de Facies B, donde se marca la presencia de granate; e) Bloque caído de la Facies A del sector central;f) Contacto netro entre Facies A (arriba) y C (abajo) en el sector central; g) Gneis que hace de roca de caja al granito y aflora en la región central; h) Contacto neto entre granitode milonitizado y roca de bajo grado, ambos mostrando una similar orientación de la deformación dinámica.

Desde el centro del flanco sur hasta el extremo sureste las rocas varían levemente a una textura equigranular de grano grueso a medio con aislados fenocristales (facies Db). Se identificaron nódulos con apatita y turmalina en ella. En la quebrada denominada "Del Minero" la facies Db aloja pegmatitas sobre la que se desarrollaron socavones mineros. La pegmatita cuenta con abundante muscovita, granate y turmalina. Bloques dispersos entre la ganga cuentan con una mineralogía formada por cuarzo, biotita y granate y cuarzo asociado a un mineral opaco. Hacia el interior de la quebrada Del Minero se identificó que la falla que levanta el bloque principal de la sierra de Vinquis pone en contacto una nueva facies porfírica de grano medio a grueso biotítica (facies Ea) con los granitos de dos micas de Vinquis (facies Db) (Fig. 7.1). Esta nueva facies se destaca por tener numerosas estructuras magmáticas como schlierens y acumulación de fenocristales. Se describe como un granito porfírico de color gris claro a amarillo suave con abundantes fenocristales orientados (4 × 2 a 2 × 1 cm) y biotita como mica dominante, también tiene escasos enclaves microgranulares máficos ovoidales de 8 × 4 cm.

En una transecta sobre el extremo SE del flanco sur con dirección N-S de la sierra de Vinquis se identificó una zona de falla correspondiente con una de las fallas que levanta la sierra de Vinquis y que afecta a la facies Db. A ambos lados de la zona de falla se reconoce el contacto entre la facies Db y la facies A, al sur el contacto es marcado por el desarrollo de una pegmatita y al norte es a través de un contacto neto soldado (Fig. 7.2m), donde ninguna intruye a la otra. En este caso la facies A destaca por tener enclaves ígneos y xenolitos metamórficos muy similares a los encontrados en el sector norte (Fig. 7.2n).

7.2 Sierra de Vinquis, flanco Oeste

En la región occidental de la sierra de Vinquis se reconocen tres facies graníticas: i) La facies dominante (facies F) está formada por granitos porfíricos biotíticos con megacristales (Qtz + Kfs + Pl + Bt), que se diferencian en cuatro subfacies: Fa, granito de color naranja, de grano medio a grueso (2 – 6 mm) con abundantes fenocristales donde predominan la formas cuadradas a subcirculares, de entre 5 cm de diámetro y 3 × 1 cm, que por sectores adquiere una matriz de grano fino; Fb, monzonita cuarzosa blanco rosada (beige) con muy abundantes megacristales de cuadrados y subcirculares a rectangulares (9 × 5 a 5 × 3 y 2 × 1,5 cm) en una matriz muy gruesa (0,5 a 1,5 cm); Fc, granito con megacristales rectangulares (5 × 1.5 a 3 × 0.7 cm) en matriz gruesa (0,5 a 1,5 cm) con la distintiva presencia de nidos de granate y biotita (de 1 cm de diámetro); y Fd, granito blanco con muy abundantes megacristales de feldespato tabulares (8 × 3,5 a 2,5 × 0,8 cm) en una matriz gruesa con abundante cuarzo (3 mm a 20 mm). Las facies Fa, Fb y Fc, forman un pequeño plutón denominado Plutón Oeste, provisoriamente.

Por sectores aflora un granito porfírico rojo de grano medio (4 mm) con una abundancia media a elevada de fenocristales de feldespato alcalino (6 × 1 a 3 × 1 y 2,5 × 0.5 cm) con biotita como única mica, caracterizado por presentar xenolitos metamórficos (gneises) (15 × 5 cm) y enclaves microgranulares máficos, denominado aquí, también como facies Eb. (Fig. 7.2ñ). Finalmente, la facies G es un granito de naranja a rosado con aislados

fenocristales de feldespato (4 × 1 a 1 × 0,5 cm) tornándose por sectores equigranular de grano medio formado por una asociación mineral de Qtz + Kfs + Pl + Bt.

Se realizaron tres perfiles en el flanco oeste de la sierra de Vinquis para identificar las relaciones de contacto entre las distintas facies, uno en el sector centro norte (A), otro en el centro (B) y finalmente en el centro sur (C) (Fig. 7.1)

En el perfil A, E-O, se observa sobre el pie del macizo de Vinquis el contacto neto, lineal y solado donde la facies Eb sobreyace a la facies G. Por sectores se observa que las micas del granito equigranular se ponen paralelas al contacto y que fenocristales y xenolitos/enclaves del granito porfírico se encuentran incluidos en el equigranular. Próximo al contacto y sobre ambos granitos se desarrolla muscovita de aspecto secundario, y la facies Eb marcadamente rubefaccionada indicando un proceso de alteración. Sobre la loma que emerge en el pequeño valle entre la sierra de Vinquis y Zapata aflora la facies Fa y ya sobre la sierra de Zapata se encuentra la facies Fd (Fig. 7.2o).

En el extremo oriental del perfil B, también E-O, aflora la facies Fa y hacia el oeste se perdiendo debajo de las facies Eb y G. En este sector domina esta facies y contiene enclaves ovoidales de gran tamaño subesféricos de entre 3 y 0,5 mts. de longitud de la facies G (Fig. 7.2p). El contacto de la facies Fa con las otras dos facies es intrusivo, neto y recto y los grandes fenocristales se ponen paralelos al mismo. En un sector del perfil se observa como la como la facies G es intruida por numerosas vetas del granito de megacristales (Fig. 7.2q). En el contacto con la facies Eb se observa como la foliación magmática de esta es cortada por la del granito de megacristales (Fig. 7.2r). Los megacristales, además de alinearse paralelos al contacto, por sectores aumenta el contenido de matriz (de grano fino) de este granito. Todas estas evidencias indican una edad relativa más joven para la facies F y un nivel de emplazamiento frágil (somero). La orientación del contacto varía de 185°/59° O y 160°/22° SO. Los fenocristales de la facies Fa tienen una orientación de 330-315/50º SO, mientras que las facies Eb y G tienen una similar orientación predominante de entre 225-270°/80° SO y una secundaria reconocida en la facies Eb de 340°/SV. El contacto entre las facies Eb y G no fue identificado en este perfil.

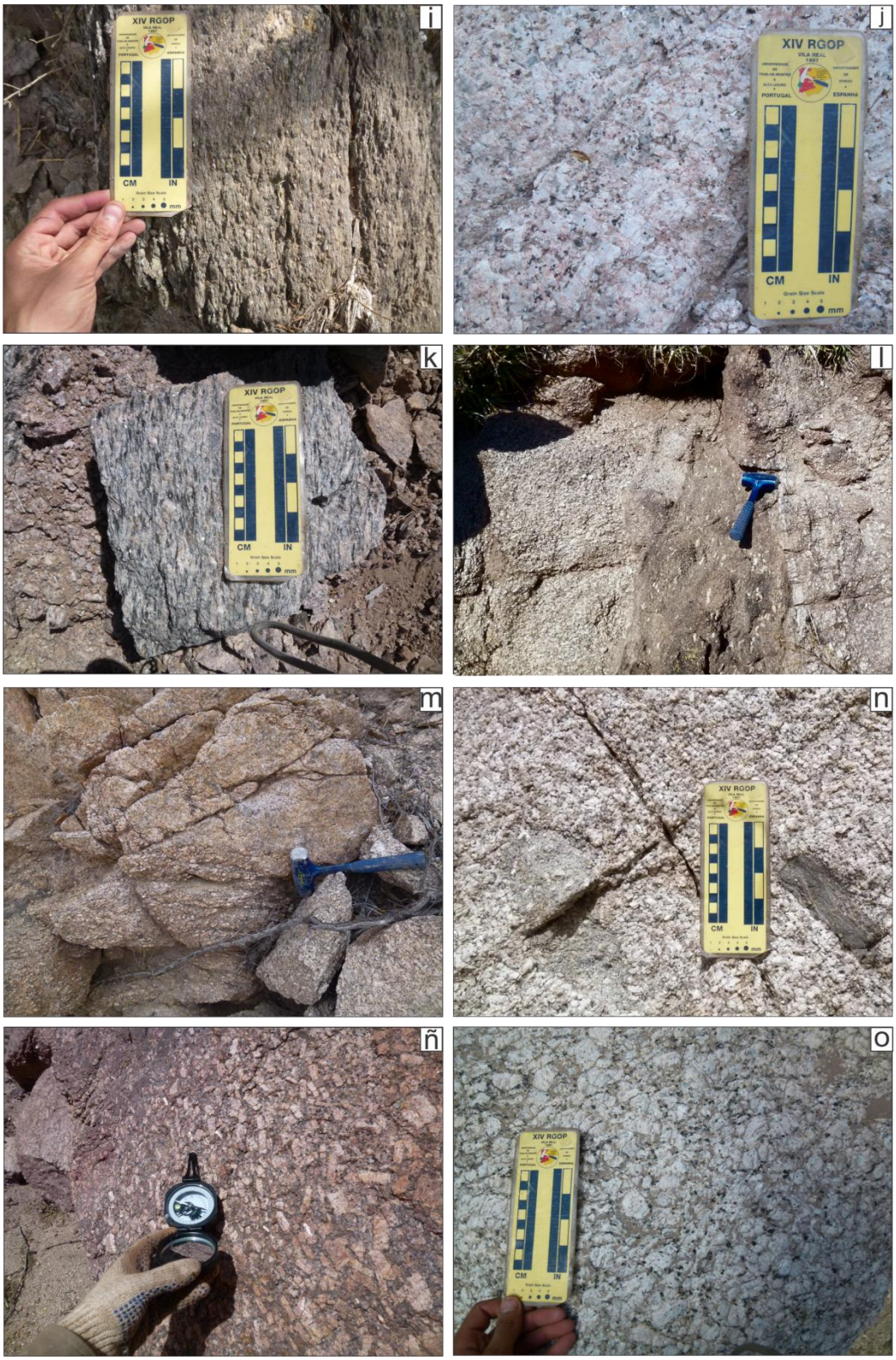


Fig. 7. 2: i) Milonita que forma las rocas de caja en el contacto este del sector central; j) Facies Da en el campo; k) Xenolito de un granito fuertemente deformado incluido en Facies Db en la quebrada del minero en la zona sur de Vinquis; l) Zonas ricas en biotita o enclave micronanular de grandes dimensiones con fenocristales orientados próximas a la región de contacto entre Facies A y Da en la región SO de Vinquis. m) Contacto neto entre Facies A y Db en el sector SE de Vinquis; n) Xenolitos y enclaves orientados en la Facies A pero en este caso en el extremo SE de la sierra de Vinquis; ñ) Facies E en el flanco oeste de la sierra de Vinquis; o) Granito característico de la sierra de Zapata aflorando en la zona SE de dicha sierra (Facies Fd).

El perfil C está compuesto dominantemente por la facies de monzonita cuarzosa (facies Fb). En el sector oeste del perfil se encuentra monótonamente esta facies, solo se observan alojados en el granito algunos enclaves subesféricos de un metro de diámetro aproximadamente similares a los descriptos en el perfil anterior. Un intrusivo subhorizontal de *ca*. 40 cm de espesor, afanítico, gris oscuro, corta la parte superior del granito. Hacia el E, adentrándose en la quebrada, se reconocieron xenolitos poco abundantes de un tamaño decimétrico constituidos por un granito félsico fuertemente deformado con bordes rectos (Fig. 7.2s). Otra población numerosa de xenolitos que posee la monzonita está formada por bloques de granitos porfíricos biotíticos de muy abundantes fenocristales (facies Eb), con bordes rectos y donde los fenocristales de la monzonita se ponen paralelos al mismo. En lugares donde estos xenolitos abundan, la monzonita forma diques entre ellos (Fig. 7.2t). El mayor de los xenolitos observado mide 10 × 10 metros. También se identificaron grandes enclaves ígneos que tenían una matriz fina rica en biotita y fenocristales similares a los de la monzonita, pero en menor cuantía (Fig. 7.2u). Debido a la abundancia de xenolitos se plantea que en este sector está aflorando el techo del plutón constituido por las distintas subfacies F.

La monzonita cuarzosa en algunos sectores desarrolla estructuras magmáticas formadas por lentes de 2,5 × 0,3 m aojadas entre el granito formadas dominantemente por biotita, aunque también tienen feldespatos y cuarzo. Su orientación es de 337°/51° O. En el contacto entre las láminas y el granito se observaba un predominio de la matriz (Fig. 7.2v). En otros sectores las acumulaciones son algo más incipientes. Por otro lado, los megacristales muestran una orientación preferencial de 340-350°/76° SO.

Finalmente, el en sector sur del flanco oeste de la sierra de Vinquis se identificó la presencia restringida de la facies Fc (Fig. 7.2w), pero no se identificó la relación de contacto con las demás facies.

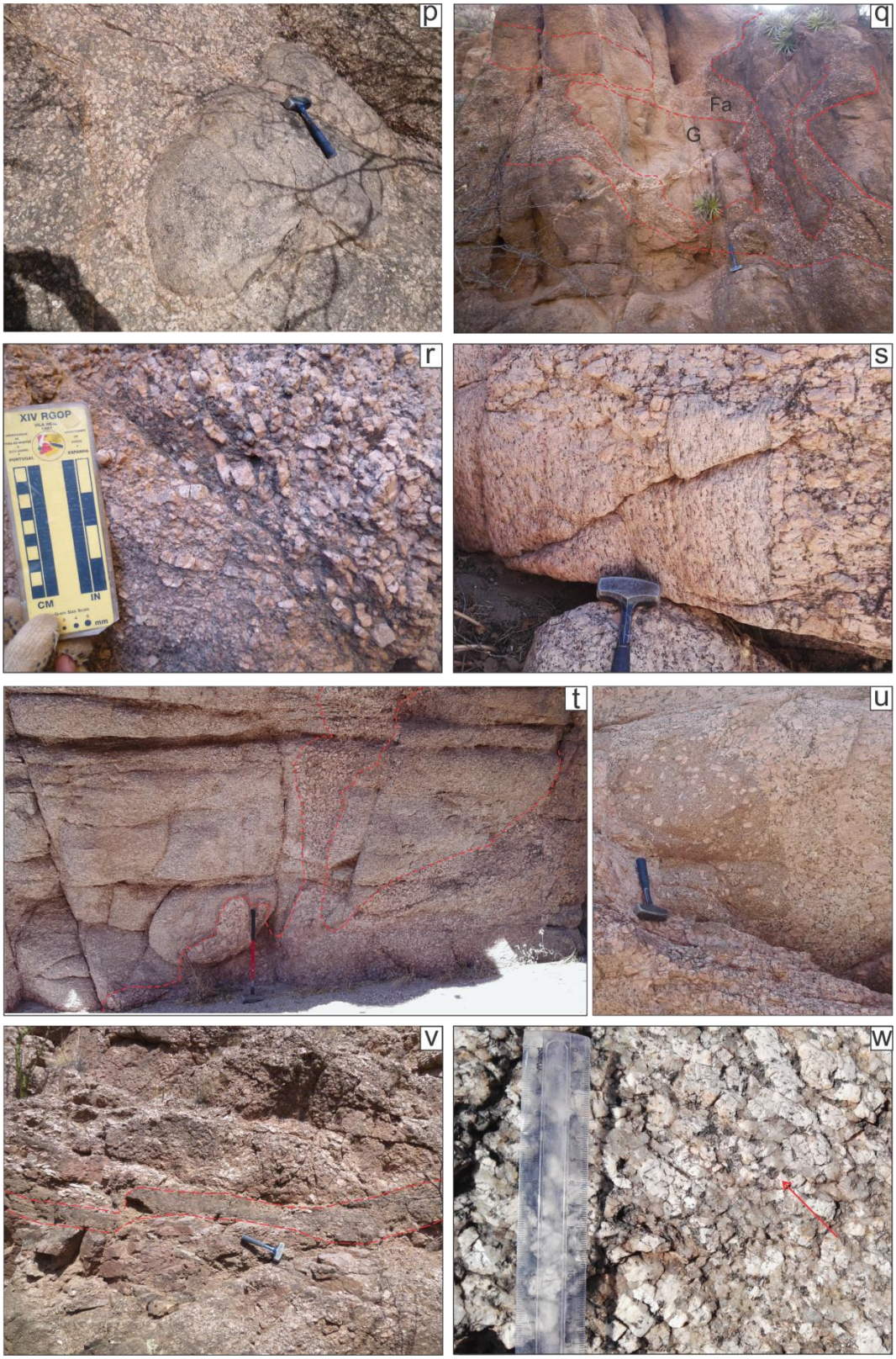


Fig. 7.2: p) Facies Fa con enclaves/xenolitos de la facies G; q) Diques tabulares de facies Fa en facies G (a 20 metros de donde se tomó la foto (p); r) Contacto intrusivo, donde la facies Fa corta la foliación magmática de la facies E; s) Xenolito de granito fuertemente deformado alojado en Facies Fb; t) Xenolitos de gran tamaño, angulosos, intruidos por facies Fb (posibles bloques que representen el techo del cuerpo); u) Enclaves subredondeados de grano fino y similares megacristales que la monzonita que las oloja (facies Fb); v) Laminas muy ricas en biotita alojadas en la facies Fb, evidenciando importantes procesos de segregación magmática;w) Facies Fc con la destacada presencia de una abundancia media de granate, como el que se señala en la imagen.

7.3 Granitos del norte del Batolito de Achala (*Suite*/dominio Characato)

Demange *et al.* (1996) denominó al conjunto de granitos del extremo norte como *suite* Characato, diferenciándolos del resto de los dominios del batolito de Achala. Muchos de los granitos que son el objetivo de estudio de esta investigación (Fig. 7.3) se corresponden con los granitos de la *suite* Characato de Demange (1996), por ello para denominarlos en conjunto se utilizará dicha designación.

7.3.1 Sector Characato

Esta región se caracteriza por estar constituida por un granito monótono de blanco a anaranjado porfírico de fenocristales pequeños menores a 2 cm en una matriz de grano medio, de dos micas con biotita más abundante que muscovita, aquí denominado como facies Mula Muerta (Fig. 7.4a). En algunos sectores se reconocieron pequeños enclaves biotíticos ovoidales de grano fino aislados (2 cm de diámetro), así como también pequeños y poco abundantes xenolitos metamórficos. En la cantera Characato, se reconocieron estructuras ovoidales, de tamaño decimétrico sobresaliendo del granito principal, formando pequeñas cúpulas coronadas por una acumulación de biotitas y una base constituida por el mismo granito, pero sin fenocristales (Fig. 7.4b).

Los límites de este cuerpo de formas sub circulares (plutón Characato) están claramente definidos al norte, este y oeste por contactos netos, angulosos e intrusivos con la roca de caja perteneciente al basamento metamórfico Pampeano (Fig. 7.3). En el contacto norte se encontró al granito algo rubefaccionado y con mayor contenido de muscovita que biotita. Los límites al sur no pudieron hasta el momento ser definidos ya que se continúan las rocas graníticas y el sector pertenece a un campo privado al que no se tuvo acceso.

7.3.2 Sector Mesa del Palmar

En esta región los granitos forman un cuerpo plutónico de forma subcircular, de domo, excepto por el extremo sur y el extremo NE con terminaciones angulosas (Fig. 7.3). Este cuerpo está enteramente limitado por las rocas de caja, siendo sus contactos netos e intrusivos. Los contactos al oeste, norte y sur en general están marcados por el desarrollo de pegmatitas o aplitas próximos al mismo.

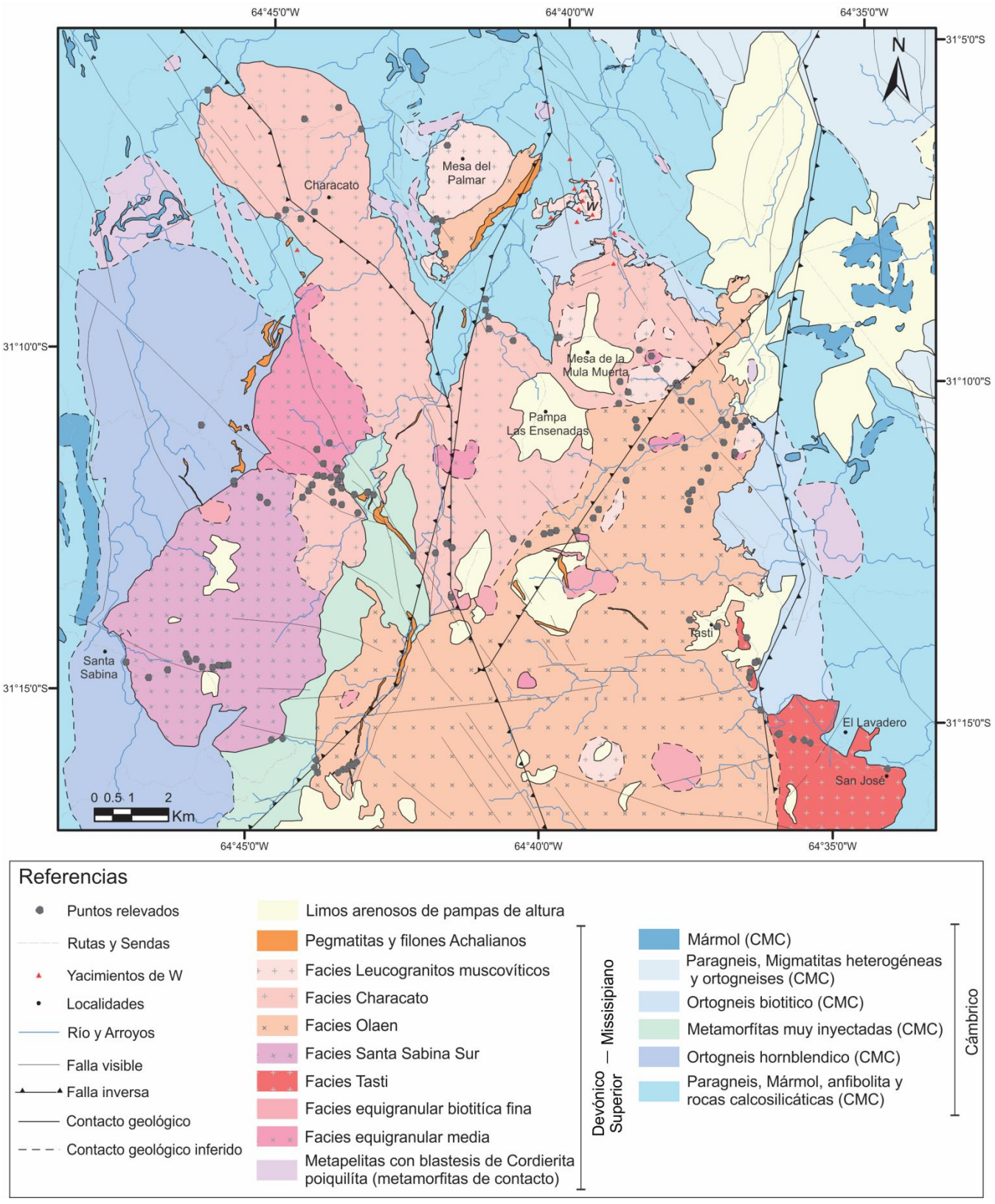


Fig. 7.3: Mapa geológico del extremo norte del batolito de Achala (suite Characato). Para el límite de facies se tuvo en cuenta la petrografía y la imagen radiométrica de Th (Zarco, 2006). Modificado de Candiani et al. (2007), Baldo (1992) y Kirschbaum (1990).

Previamente se reconocieron dos facies contrastantes en el plutón Mesa del Palmar (Kirschbaum 1990 y Baldo 1992), una facies de leucogranitos dominando gran parte del cuerpo (aquí denominado facies Mesa del Palmar) y una facies porfírica de grano grueso dominando el sector sur (aquí denominado facies Olaen). La facies de leucogranito constituye la parte circular del domo de Mesa del Palmar y el extremo sur con forma de "garra" (Fig. 7.3). En ambos casos se ponen en contacto neto con los granitos de la facies porfírica (Fig. 7.4c, d), siendo por sectores el contacto algo sinuoso o lobulado, con orientación de los cristales de ambas facies paralelos al mismo y en algunos casos mostrando retrointrusiones, sugiriendo un contacto sincrónico. Gran parte de la facies de leucogranito lo constituye un granito de grano medio muscovítico porfírico con pequeños fenocristales (1 × 0,5 cm). En el sector NO, el leucogranito se torna equigranular. En la región norte se reconocen aislados (aunque abundantes por sectores) cristales, euhedrales, cúbicos, pardos oscuros rojizos, de entre 0,5 cm hasta 4 cm con halos de oxidación. Kirschbaum (1990) los describe como psuedomorfos de limonita a partir de piritas (Fig. 7.4e). También en este sector norte se observan venas con miarolas en donde se observa el crecimiento de cuarzo con berilo variedad aguamarina (Fig. 7.4f).

La facies porfírica del sur está constituida por un granito de grano medio a grueso de dos micas con biotita en mayor proporción a muscovita. Los fenocristales tienen un tamaño de 3 × 1,4 a 4,5 × 1,2 cm. Esta facies se caracteriza por tener abundantes enclaves elongados 120 × 30 cm a 20 × 7 cm de grano fino y composición granítica con aislados fenocristales similares a los del granito (Fig. 7.4g). Tanto los fenocristales como los enclaves muestran una orientación NO-SE.

Al este de la Mesa del Palmar ocurren filones de cuarzo que tienen espesores métricos y buzan al este, continuando de manera saltuaria hacia el sur por la traza del Río Pinto (Fig. 7.4h)

7.3.3 Sector Mesa de la Mula Muerta

Este sector se destaca por presentar una mayor abundancia de leucogranitos asociados a los monzogranitos de dos micas, en relación al sector Olaen y por contar con una importante región cubierta por suelos en una pampa de altura (Fig. 7.3). Tanto al sur y al oeste del sector denominado Mesa de la Mula Muerta se identificaron importantes afloramientos de leucogranitos interdigitados o asociados con una facies porfírica de fenocristales pequeños (0,7 × 0,5 a 1,4 × 0,5 cm) de dos micas en similar proporción (facies Mula Muerta). La facies de leucogranito (facies Mesa del Palmar) tiene una textura equigranular de grano medio, es leucocrática muscovítica y con color blanco rosada (Fig. 7.4j). En el oeste de Mesa de la Mula Muerta se identificó que los leucogranitos infrayacen a la facies porfírica (Fig. 7.4i) mediante un contacto neto subhorizontal, y en diferentes sectores de la zona central del sector de Mesa de Mula Muerta, donde las facies porfírica está erosionada deja "ventanas" que permiten observar la facies equigranular. Por otro lado, en la zona sur de este sector entre la facies leucocrática y la porfírica aflora un granito de dos micas equigranular con aislados fenocristales restringido. En el contacto sur de los granitos de Mesa de la Mula Muerta (Fig. 7.4k) con los de la región de Olaen se produce un resalto topográfico, aquí aflora la facies característica de Olaen de grano más grueso, con

mayor biotita que muscovita y enclaves ovoidales graníticos (facies Olaen). El contacto entre ambas facies es neto abrupto (Fig. 7.4l)).

7.3.4 Sector Olaen

Este sector está dominado al oeste por un mismo granito monótono de grano medio de dos micas con mayor contenido de biotita que muscovita con fenocristales de 1 × 0,3 cm a 2 × 0,8 cm (facies Mula muerta) (Fig. 7.4o). Próximo al contacto oeste con la roca de caja se observa la presencia de un potente filón de cuarzo (Fig. 7.4p). Hacia el este y próximo a la estancia Olaen este granito grada a un tamaño de grano levemente mayor con fenocristales algo más grandes (1,8 × 0,7 cm a 3,5 × 1 cm) (facies Olaen) y la presencia de enclaves de grano fino con aislados fenocristales de composición granítica (Fig. 7.4m). Estos enclaves tienen formas subredondeadas a elongadas de entre 10 y 100 cm de máxima longitud (Fig. 7.4n), se encuentran mayormente orientados y sobresalen del granito como bulbos.

Se identificó una pequeña cantera, que representa una pegmatita con forma vesicular de 10 metros de diámetro, formado por Qtz + Kfs + Ms + Brl, con un gran núcleo de cuarzo (Fig. 7.4ñ).

Entre esta facies y la roca de caja próxima al paraje conocido como Cascada de Olaen (Fig. 7.1), afloran dos facies restringidas, un granito muscovítico de grano medio a grueso equigranular (facies de leucogranitos) y otro granito equigranular de dos micas. El contacto entre la facies porfírica de Olaen y la equigranular es un contacto neto y subhorizontal en donde el primero suprayace al equigranular.

7.3.5 Sector Santa Sabina

Este sector fue estudiado en dos regiones: Sur y Norte. Al norte se reconocen dos facies graníticas principales, separadas por una quebrada la cual sigue el arroyo Los Ranchos. Al norte de la misma aflora un granito equigranular de dos micas de grano medio con biotita en mayor proporción a muscovita (Fig. 7.4q). Las relaciones de contacto con el granito Characato más al norte no pudieron ser determinadas. Al sur de esta quebrada, domina un granito naranja claro porfírico de dos micas donde abundan los fenocristales no muy grandes de 1,3 × 0,6 cm a sectores de mayor tamaño (3 × 0,8 cm) y con una orientación magmática preferencial (Fig. 7.4r). En este trabajo ambas facies son mapeadas como pertenecientes a la facies Mula Muerta, por sus similitudes petrológicas (Fig. 7.3). En la zona de contacto próximo a la quebrada antes mencionada afloran intrusivos pegmatoides y cuerpos equigranulares félsicos muscovíticos. También, en sectores cercanos a la roca de caja, que aflora al Este, así como en el extremo sur del plutón Santa Sabina se desarrollan cuerpos pegmatoides y aplíticos abundantes.

La región sur está constituido por un granito de grano medio a grueso con una abundancia variable de fenocristales que por sectores lo tornan marcadamente porfírico a otras equigranular con aislados fenocristales. Los fenocristales tienen tamaños de 2 × 0,5 a 3 × 0,5 cm. También el contenido de micas es variable, donde por

sectores se los encuentra en similares proporciones a otros donde predomina la muscovita (facies Santa Sabina) (Fig. 7.4s). En una muestra se observó con pequeño cristal de berilo. Se reconocieron estructuras magmáticas como fajas métricas a centimétricas de espesor de gran acumulación de fenocristales de feldespato, las cuales aparecen saltuariamente. Los fenocristales cuentan con una marcada foliación magmática (Fig. 7.4t).

7.3.6 Sector Tasti

En esta región se identificaron dos facies graníticas, un granito porfírico con esporádicos fenocristales de feldespato (2 × 0,4 a 1,4 × 0,3 cm) de dos micas con biotita mayor que muscovita, de color naranja y grano medio (facies Mula Muerta/Olaen?) (Fig. 7.4u) y otra de grano medio a grueso con abundantes fenocristales y de gran tamaño (5 × 1,5 a 2 × 0,3 cm) siendo también de dos micas (facies Tasti) (Fig. 7.4w). Los fenocristales definen una clara orientación magmática. La relación de contacto entre ambas no fue hallada, pero si se encontró una zona de transición (que se muestra con líneas de puntos en la Fig. 7.3), donde la facies más porfírica domina al Este mientras que la otra con esporádicos fenocristales lo hace al Oeste. Destaca la facies de megafenocristales por tener una subfacies con una matriz de grano algo más fino. Donde se encontraron las dos subfacies de megacristales se observó la presencia de un gran enclave de 5 m de longitud de grano fino, composición granítica y color gris (Fig. 7.4v), limitado en sus contactos por pegmatitas decimétricas. Se destaca que el contacto con la roca de caja es dominado por abundantes cuerpos aplíticos y pegmatíticos potentes que forman resaltos topográficos.



Fig. 7. 4. a) Facies Mula Muerta, afloramiento de la Cantera Characato, próxima a la localidad homónima; b) Enclaves ricos en biotita que sobresalen como pequeñas cúpulas en el granito de la Facies Mula Muerta, también en la cantera Characato; c y d) Contactos netos entre Facies Olaen y Facies de Leucogranitos en cuerpo de Mesa del Palmar, (c) correponde al contaco norte y (d) al contacto sur; e) Leucogranito equigranular de Mesa del Palmar con los distintivos halos de alteración; f)Pequeña vesícula pegmatoide con la presencia de berilo radial y cuarzo de grano grueso; g) Característicos enclaves graníticos de grano fino alojados en la facies Olaen en la región de Mesa del Palmar; h) Filón tabular compuesto dominantemente por cuarzo marcando el contacto SE de los granitos de Mesa del Palmar.

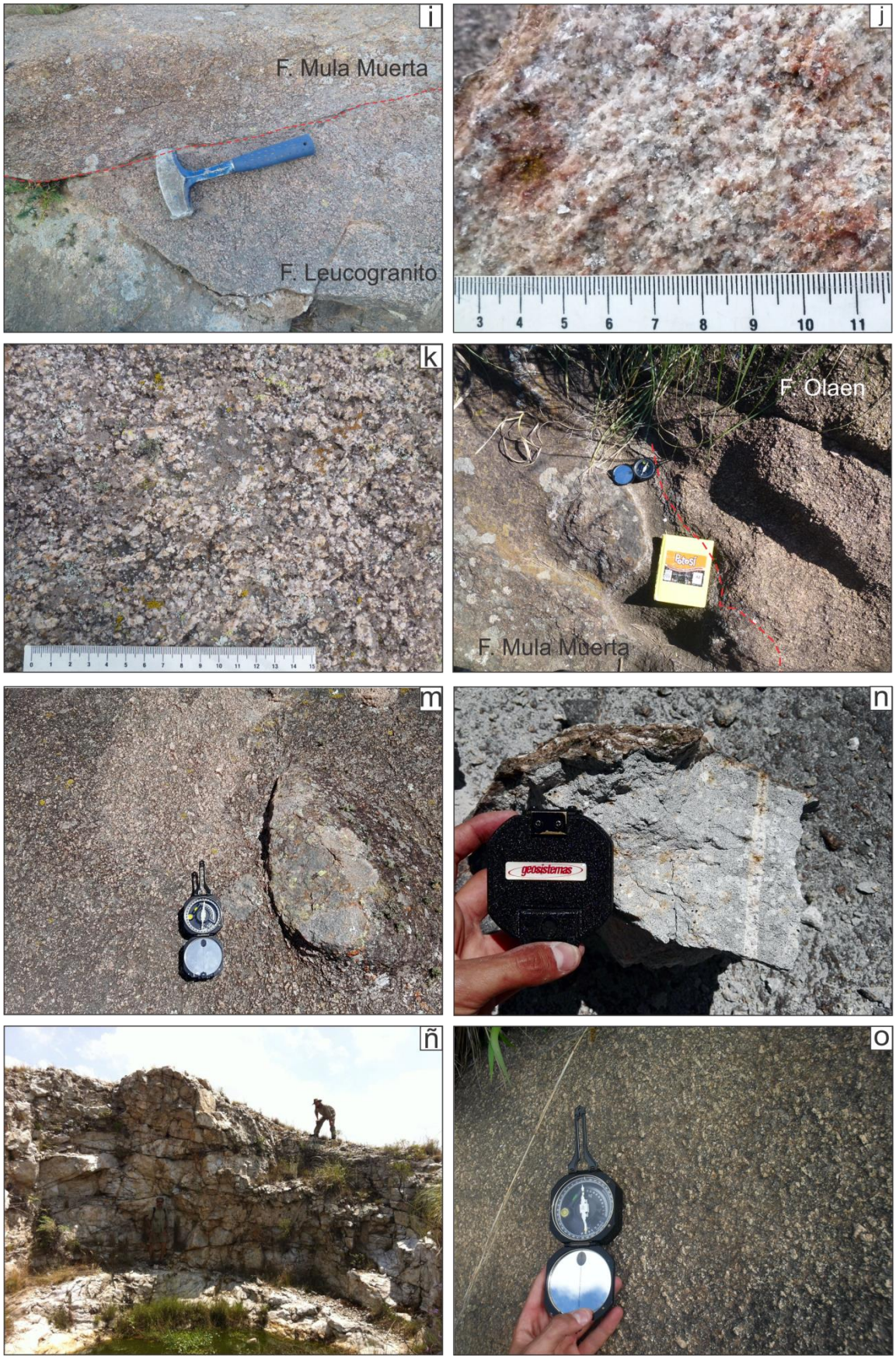


Fig. 7.4. i) Contacto neto entre leucogranitos de Mesa de la Muerta y los granitos de la Facies Mula Muerta, estando los primeros infrayaciendo a los granitos de dos micas; j) Leucogranito equigranular de Mesa de la Mula Muerta; k) Facies Mula Muerta en el sector homónimo; l) Contacto entre Facies Mula Muerta y Facies Olaen al sur del sector Mesa de la Mula Muerta; m) Facies Olaen, próximo al paraje "Cascada de Olaen" la cual incluye a los caracteristicos enclaves graníticos ovoidales de grano fino (cortado por vena pegamtítica); n) Enclave de grano fino de la región Olaen; ñ) Pequeña cantera en la que se observa una pegmatita vesicular de 10 m de diámetro formado por cuarzo, feldespatos, muscovita y berilo, en el sector Olaen; o) Facies Mula Muerta próxima al contacto Oeste en la región en la región Olaen, en las cercanías al Río Pinto.

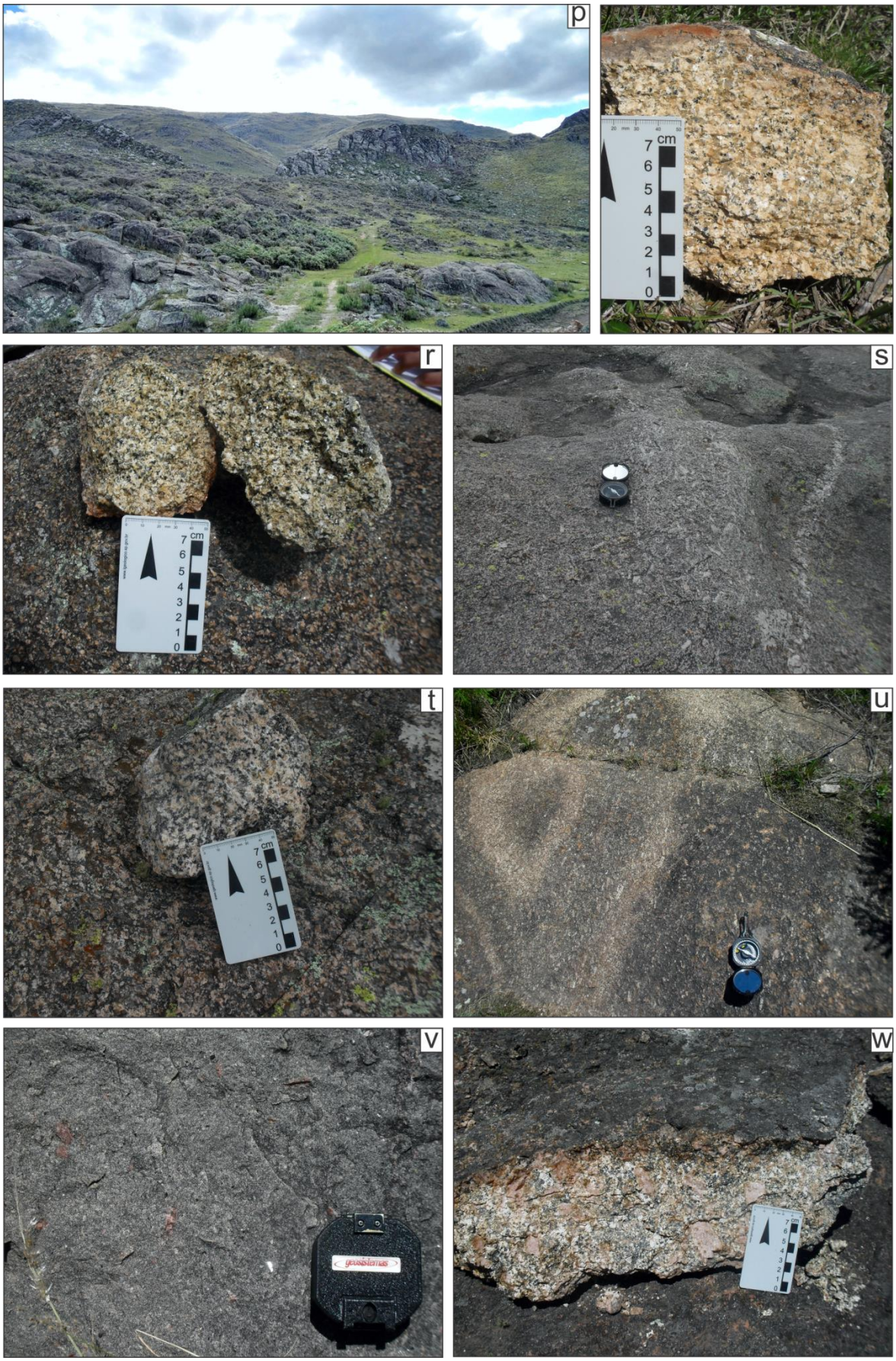


Fig. 7.4. p) Filón de cuarzo en el contacto Oeste de los granitos del sector Olaen (Facies Mula Muerta) cruzando el Río Pinto; q) y r) Granitos del sector norte del cuerpo granítico Santa Sabina (Facies Mula Muerta?); s) Estructura de acumulación de feldespatos en los granitos del sector sur de Santa Sabina; t) Facies Santa Sabina, muestra del sector sur del cuerpo homónimo; u) Granitos porfíricos de la región de Tasti (Facies Olaen?); v) Enclave de grano fino granítico de la región de Tasti; w) Granito porfírico de grandes cristales de la región de Tasti (Facies Tasti).

8. PETROGRAFÍA

8. Petrografía

8.1 Petrografía de los granitos de la sierra de Vinquis

La composición mineralógica cuantitativa de los granitos dominantes del batolito de Vinquis se detalla en la Tabla 8.1. La clasificación de estas rocas en el diagrama QAP se muestra en la figura 8.1. Los símbolos minerales fueron tomados a partir de Whitney y Evans (2010).

Batolito	Unidad	Facies	Sector	Muestra	Qtz	Kfs	Pl	Bt	Ms	Op	Ap	Grt	Método	Ref
Vinquis	Granitos fuertemente peraluminosos	B	Flanco Este Norte	VIN-1 a	38.7	18.2	24.2	3.1	14.0	-	1.7	0.0	Conteo de puntos	Facetti, 2012
		B	Flanco Este Norte	VIN 1 b	40.4	19.2	24.7	2.9	11.2	-	1.6	0.0		
		B	Flanco Este Norte	VIN-2a	33.7	25.0	21.6	1.3	11.3	-	1.3	2.9		
		B	Flanco Este Norte	VIN-2 b	39.0	25.1	23.0	1.4	10.2	-	1.3	0.0		
		B	Flanco Este Norte	VIN-3	30.8	22.5	30.0	4.7	10.7	-	1.3	0.0		
		B	Flanco Este Norte	VIN-4	34.3	21.3	28.0	7.8	6.9	-	1.9	0.0		
		B	Flanco Este Norte	VIN-5	35.9	23.1	30.1	4.2	4.9	-	1.8	0.0		
		B	Flanco Este Norte	VIN-6	34.5	21.4	27.5	7.3	7.5	-	1.8	0.0		
		B	Flanco Este Norte	VIN-7	35.6	20.9	29.1	5.8	6.7	-	1.8	0.0		
		B	Flanco Este Norte	VIN-8	35.8	21.1	28.8	6.0	6.7	-	1.6	0.0		
		C	Flanco Este Centro	VIN-12	33.8	28.9	22.7	6.4	6.9	-	1.3	0.0		Esta investigación
		A	Flanco Este Centro	VIN-13	28.8	25.6	29.8	10.5	4.7	-	0.6	0.0		
		A	Flanco Este Centro	VIN-14	29.6	26.9	28.8	9.5	4.4	-	0.9	0.0		
		A	Flanco Este Centro	VIN-15	41.0	17.0	23.8	6.6	11.2	-	0.4	0.0		
		A	Flanco Este Centro	VIN-16	32.6	26.6	29.4	5.3	5.5	-	0.5	0.0		
		Da	Extremo sur oeste	VIN-18	31.9	27.6	30.3	2.9	6.7	-	0.6	0.0		
		Db	Extremo sur centro	VIN-19	32.7	30.8	25.5	2.8	8.1	-	0.0	0.0		
		Db	Extremo sur este	VIN-20	35.9	27.3	26.6	3.4	6.7	-	0.1	0.0		
		A	Flanco Este Norte	VIN-33	42.1	18.0	23.4	3.0	13.1	-	0.7	0.0		
		Enclave en Facies A	Flanco Este Norte	VIN-34	37.4	21.4	27.0	4.6	8.2	-	0.7	0.0		
	Plutón Oeste	Sienogranito	Flanco Oeste	VIN-92	37.4	41.4	15.3	5.9	0.0	-	-	0.0	Medir areas	
		Monzonita cuarzosa	Flanco Oeste	VIN-114	19.0	63.1	16.1	1.9	0.0	-	-	0.0		

Tabla 8.1: Conteo modal de los granitos del batolito de Vinquis (en la Tabla anexo 1, se realizó un conteo modal utilizando otra metodología).

.

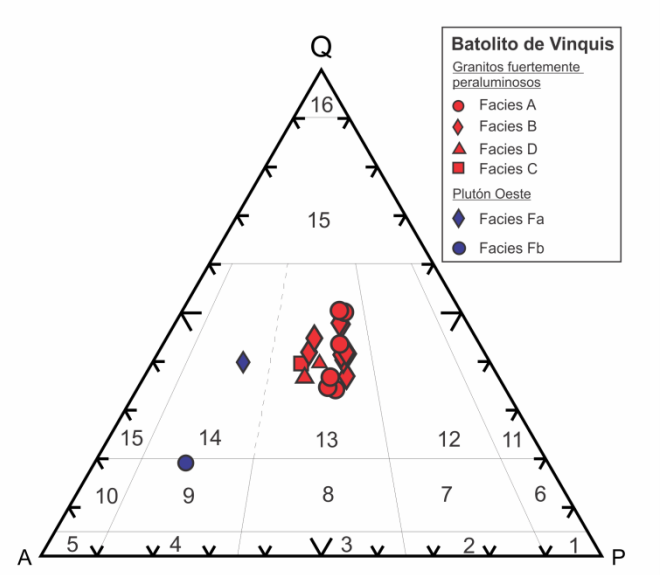


Fig. 8.1: Diagrama QAP con las muestras del batolito de Vinquis proyectadas. 17: Cuarzolita (silexita). 16: Granitoides ricos en cuarzo 15: Granitos álcali-feldespáticos. 14: Sienogranitos. 13: Monzogranitos. 12: Granodioritas. 11: Tonalitas. 10: cuarzosienitas álcali-feldespáticas. 9: Cuarzosienitas. 8: Cuarzomonzonitas. 7: Cuarzo-monzodioritas/Cuarzo-monzogabros. . 6: Cuarzodioritas / Cuarzogabros.5: Sienitas de feldespato alcalino. 4: Sienitas. 3: Monzonita. 2: Monzodioritas / Monzogabros. 1: Dioritas/Gabros

8.1.1 Monzogranito porfírico de dos micas (facies A)

Macroscópicamente el monzogranito puede definirse como una roca holocristalina, fanerítica, porfírica con matriz de grano medio a grueso (2 mm- 5 mm) (Fig. 8.2a). Presentan un índice de color leucocrático (índice de color < 25%) y su color predominante es blanco grisáceo. Los fenocristales que abundan en la roca son feldespatos potásicos de color blanco grisáceo y, presentan bordes regulares, formas con tendencia tabular, sección rectangular y tamaños variables de entre 1 × 0,5 cm a 2 × 1 cm (en muestra de mano) y mayores en afloramiento (4 × 1,5 cm). Conformando la matriz se observan feldespatos de tamaños próximos a 5 × 3 mm con bodes normalmente rectos y de dominante color blanco, los cristales de cuarzo son translúcidos, abundantes e irregulares, con tamaños de entre 5 y 1,5 mm de diámetro. Las micas muestran tamaños de 5 × 3 mm y 1 × 2 mm, siendo la biotita el único mineral máfico y más abundante que la muscovita.

A partir del estudio petrográfico se definió una asociación mineral magmática formada por Qtz + Pl + Kfs+ Bt + Ms, siendo la biotita el único mineral máfico presente. Los minerales accesorios son apatita, circón y monacita con muy escasa presencia de minerales opacos. Los minerales secundarios son muscovita y su variedad de grano fino, sericita, crecidas a partir de biotita y plagioclasa, respectivamente. También se observa clorita crecida a partir de biotita. A continuación, se sintetizan las características petrográficas de las rocas estudiadas y las texturas se pueden observar en las figuras 8.2 b, c, d.

Cuarzo (Qtz). Es el mineral más abundante, los cristales son de grano medio a grueso (2,3 × 2,3 mm hasta 13,8 × 4,6 mm, Qtz_a), anhedrales, posee formas muy irregulares o con tendencia a la forma redondeada. Límpidos, casi sin inclusiones pudiendo encontrarse en algunos finos cristales de apatita, muscovita, biotita y plagioclasa. En algunas secciones delgadas se mostraban algo fracturados y con extinción ondulante. Hay una familia de cristales más pequeña (entre 0,18 mm y 0,5 mm de dímetro, Qtz_b), de forma irregular rellenando espacios intersticiales o como inclusión en minerales de mayor tamaño como feldespato alcalino y plagioclasa y formas subcirculares (cuarzo goticular).

Feldespato Potásico (Kfs). El feldespato alcalino es microclino. Basados en el estudio textural, se reconocieron dos familias de microclinos en la roca estudiada, Mc_a y Mc_b. Mc_a se caracteriza por la presencia de micropertitas y por las maclas de albita y periclina dando la textura en enrejado típica de este mineral. Se reconocieron también cristales con maclas de 2 individuos y el desarrollo escaso de mirmequitas. Los cristales varían de formas anhedrales a subhedrales, con hábitos tabulares y tamaños de entre 2,5 × 2,5 mm y 9 × 5 mm. El número de inclusiones puede ser importante dando origen a cristales poiquilíticos. Las inclusiones son mayormente plagioclasa (Pl_c), cuarzo, biotita y muscovita, en algún caso apatita. Se muestran poco alterados con escaso desarrollo de argilitización y sericitización. Algunos pocos cristales muestran bordes albíticos. Mc_b, familia que se distingue de la anterior por su menor tamaño (longitudes desde 1,2 a 2,5 mm) y ausencia de inclusiones. La forma mayormente irregular de los cristales y su tamaño le confieren un carácter intersticial, sugiriendo una cristalización tardía.

Plagioclasa (Pl). De acuerdo a su tamaño y distribución se reconocen tres grupos de plagioclasas. Dos de ellas, tienen características similares, pero se distinguen por su tamaño, Pl_a de grano grueso (aprox. 4,5 × 1,3 mm a 3 × 2 mm) y Pl_b de grano medio (aprox. 2,3 × 0,6 mm), muestran formas de subhedrales a anhedrales, tendencia a las formas tabulares, con pocas inclusiones de cuarzo, biotita y apatita, cuentan con la típica macla polisintética y de dos individuos. Presentan distinto grado de alteración a sericita y muscovita, y donde ésta es intensa la macla polisintética no es observada. Algunos cristales muestran zonación óptica o la zonación es reconocida a partir de la alteración en preferente de los núcleos, lo cual sugiere una composición diferente que la de los bordes. La tercera familia Pl_c, está constituida por cristales de grano fino (0,5 × 0,1 mm), que poseen formas euhedrales a subhedrales, geometrías tabulares definidas, sin inclusiones, menor alteración y macla polisintética. Se las encuentra en la matriz de la roca o incluidos en Mc_a.

Biotita (Bt). Se presentan en cristales de subhedrales a anhedrales, formando láminas tabulares de tamaño medio, de 5 × 1 mm hasta pequeñas de 0,5 × 0,2 mm, aunque mayormente rondan el 1,5 × 0,7 mm. Posee pleocroísmo marcado, de pardo oscuro a pardo claro. Son frecuentes las inclusiones de apatita y, en menor medida, minerales radiactivos que generan definidos halos pleocroicos. Se observan algunos cristales en contacto con muscovita y otros alterados a clorita.

Muscovita (Ms). La mayoría de los cristales expuestos están asociados a biotita (Ms_a), forman individuos de entre 1 y 3 mm de longitud. Varios de ellos muestran continuidad cristalográfica con las biotitas y en otros la orientación de las láminas está cruzada respecto de la biotita (como intercrecidos). Hay ciertos ejemplares, en menor proporción, con bordes bien definidos, euhedrales a subhedrales, tamaños que rondan los 3 mm de largo y con ausencia de contacto con algún mineral del cual puedan formarse por alteración (*e.g.*, biotita o plagioclasa) (Ms_b). Finalmente, se observa una Ms_c formada por pequeños cristales dentro de las plagioclasas.

Apatita (Ap). Es un mineral accesorio abundante, de formas euhédricas a subhédricas, aparece principalmente en secciones basales hexagonales (mayormente de 0,1 a 0,7 mm de diámetro, hasta tamaños extremos de 0,01 mm) y en secciones prismáticas de 0,6 × 0,35 mm, incluidas principalmente dentro de biotitas, también en plagioclasas, microclinos y muscovitas. En ocasiones presenta inclusiones de circón y monacita.

Circón (Zrn). Típicamente euhédricos con alto color de interferencia, formas prismáticas y bipirámides tetragonales. Incluidos en biotitas, donde definen intensos halos pleocroicos, también se los encuentra en apatitas y plagioclasas. Su tamaño es de 0,025 mm × 0,01 mm.

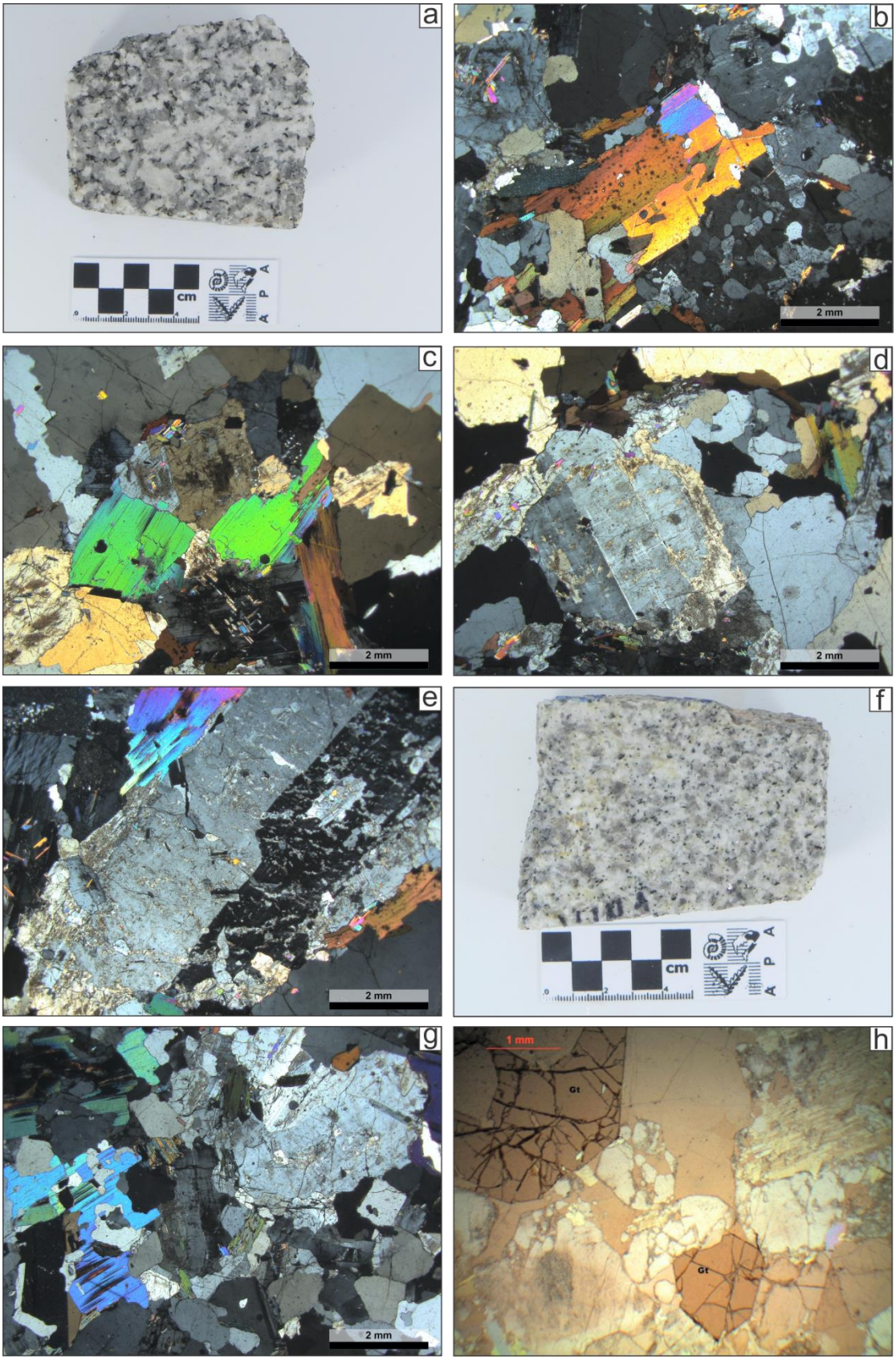


Fig. 8.2: a) Muestra de mano Facies A; b y c) Lámina delgada de la facies A donde se observan biotitas y muscovitas en contacto mutuo; d) Microclino con borde albítico en facies A; e) Fenocristal de Kfs con inclusiones de plagioclasa de grano fino en facies A; f) Muestra de mano de Facies B; g) Textura general de facies B donde destaca un cristal de muscovita de carácter intersticial; h) Cristales de granate en la facies B reconocidos en la lámina delgada.

Monacita (Mnz). Mineral accesorio asociado al circón, tamaños de alrededor de 0,01 mm, forma predominantemente subcircular, distinguiéndose del anterior por su forma, y porque a nicoles paralelos se observan líneas de fracturación y con leves signos de alteración. También produce intensos halos pleocroicos.

Minerales Opacos (Op). Escasamente representados, en contacto o incluidos en biotitas, de anhedrales a subhedrales y formas subredondeadas a cuadrada, de 0,35 mm de longitud.

8.1.2 Monzogranito equigranular de dos micas medio a grueso (facies B)

En términos generales y a escala de muestra de mano, todas las rocas son de tonalidad blanco-grisácea, leucocráticas (índice de color < 25 %, según Thorpe y Brown, 1993), holocristalinas, faneríticas, equigranulares de grano medio (entre 1 y 5 mm), homogéneas y sin elementos texturales de anisotropía significativos. Cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa, junto con biotita y muscovita constituyen la asociación mineral principal. Se identificaron nódulos minerales formados por cristales de granate de unos 0,5-1,0 cm de diámetro, de color rojo oscuro, asociado a muscovitas y cristales de color verde, probablemente apatita, todos de similar granulometría en una muestra (Fig. 8.2 f, g, h).

A partir del estudio de estas láminas, se definió una asociación mineral magmática formada por Qtz + Pl + Kfs + Bt + Ms, siendo la biotita el único mineral máfico presente. El tamaño de grano de minerales que conforman la asociación mineral varía entre 1 y 5 mm. Los minerales accesorios son apatita, circón y monacita, con muy escasa presencia de minerales opacos, y la distintiva presencia de granate en la muestra VIN-2. Los minerales secundarios son muscovita y sericita, crecidas a partir de biotita y plagioclasa, respectivamente. También se observa clorita crecida a partir de biotita.

A continuación, se sintetizan las características petrográficas de las rocas estudiadas, a partir del estudio realizado sobre las diez muestras referidas más arriba:

Cuarzo (Qtz). Los cristales se presentan en un rango de tamaño variable, entre 0,5 mm a 5 mm de diámetro. Son anhedrales y con frecuencia presentan extinción ondulante. En ocasiones, los de menor tamaño se encuentran como inclusiones en cristales poiquilíticos de microclino y en muscovita y plagioclasa.

Plagioclasa (Pl). La mayoría de los cristales son subhedrales a euhedrales, de forma aproximadamente rectangular, con maclado polisintético. Algunos cristales desarrollan macla de dos individuos; otras muestran zonación composicional. En general, podemos distinguir tres tamaños de grano: Pl_a con tamaños de alrededor de 3,5-4,0 × 1,5-2,0 mm, Pl_b, cuyas dimensiones aproximadas son 1,0-2,5 × 0,5-1,5 mm y Pl_c con tamaños entre 0,8 × 0,5 mm y ligeramente mayores. Presentan alteración a muscovita y sericita. Las inclusiones, si bien escasas, pueden ser de cuarzo y apatita. Las de menor tamaño se encuentran típicamente incluidas en cristales poiquilíticos de microclino.

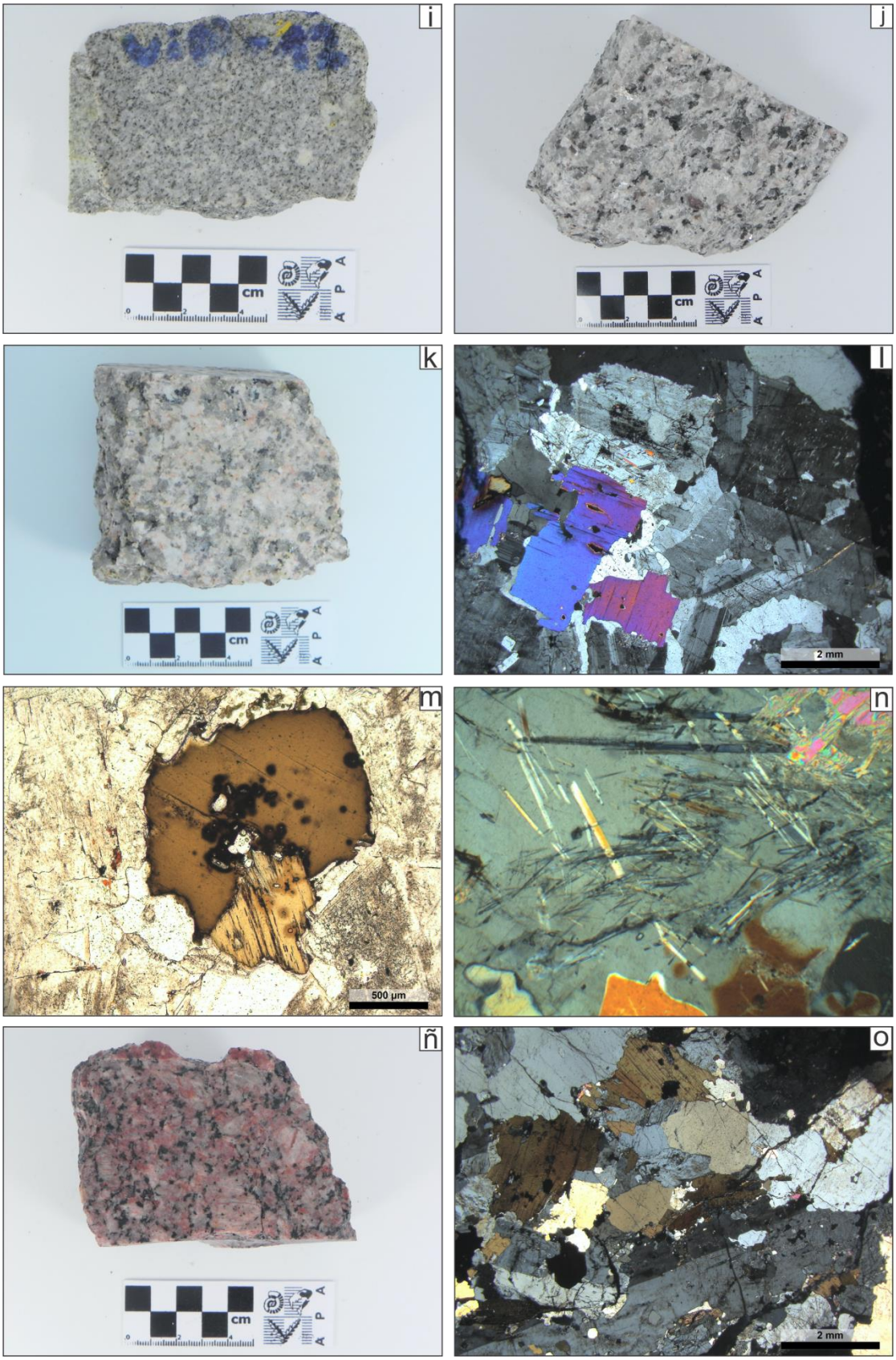


Fig. 8.2: i) Muestra de mano facies C; j) Muestra de mano de la facies Da; k) muestra de mano de la facies Db;l) Textura general de la facies D en la lámina delgada, con la presencia de muscovita de grano medio euhedral; m) biotita con abundantes inclusiones de minerales accesorios radiactivos que generan halos de alteración a su alrededor; n) Cristales aciculares de sillimanita incluidos en cuarzo en la facies Db; ñ) Muestra de mano de la facies E; o) Textura general en lámina delgada de la facies E.

Feldespato Potásico (Kfs). Se presenta en cristales con maclas en enrejado (microclino) y comúnmente con textura pertítica, anhedrales. Podemos distinguir dos clases de cristales a partir de su tamaño aproximado: Mc_a, con tamaños de 3,0-5,5 × 3,0-4,0 mm, aproximadamente cuadrados a rectangulares, y Mc_b con dimensiones de 1,5-2,5 × 1,0-3,0 mm. Los de mayor tamaño son poiquilíticos, con inclusiones de plagioclasa (Pl_c), cuarzo y muscovita. Los de menor tamaño son anhedrales y su forma sugiere que rellenaron espacios intersticiales. Todas las formas sugieren estadios finales de cristalización. Algunos cristales cuentan con parches de albita que sugieren albitización, en algunos casos están presentes en los bordes y en otros en los centros.

Biotita (Bt). Se observan cristales de hábito tabular, pleocroicos de marrón oscuro a claro, de tamaño variable entre 0,5-2,5 × 0,3-2,0 mm. Son de anhedrales a euhedrales y están homogéneamente distribuidos en la roca. Son comunes los halos pleocroicos producidos por inclusiones de circón y monacita. Son comunes también las inclusiones de apatita. Con frecuencia se observa alteración a clorita y en contacto con muscovita.

Muscovita (Ms). Es más abundante que la biotita. Se distinguen: i) de grano medio, cristales individuales subhedrales, tabulares, con pequeñas inclusiones de cuarzo goticular; ii) grano grueso de 3 × 2 mm, cristales individuales anhedrales, esqueléticos e intersticiales; iii) Por otro lado, se identifica una muscovita asociada a biotita, en continuidad cristalográfica con ella o con clivajes cruzados, la cual es subhedral y de grano medio. Por último, iv) el cuarto grupo lo constituyen las muscovitas euhedrales de grano fino que crecen a partir de plagioclasas.

Apatita (Ap). Se presenta como cristales individuales, como así también incluidas en biotita, muscovita y cuarzo. En sección basal son subhedrales, hexagonales, de tamaño variable, hasta 0,2 mm. Cuentan con inclusiones de circón de 0,03-0,08 mm de largo.

Circón (Zrn). Los cristales están incluidos principalmente en biotita, son de hábito prismático-acicular de hasta 0,1 mm de largo por 0,01-0,02 mm de ancho. También se presentan incluidos en muscovita y apatita.

Monacita (Mnz). Se observan inclusiones en biotita de pequeños cristales (aunque de mayor tamaño que el circón, 0,03-0,06 mm) de hábito groseramente rectangular y/o cuasi-circular. Genera marcados halos pleocroicos.

Granate (Grt). En la muestra VIN-2a se observan cristales subhedrales a euhedrales de 3,0 × 3,0 mm (Grt-a) y de 1 × 1 mm (Grt-b), que constituyen secciones idiomorfas delimitadas por numerosos planos o caras cristalinas. El de mayor tamaño se presenta fracturado y con cavidades tardías, rellenas de óxidos y cuarzo. Los cristales más pequeños no poseen estas características y están libres de inclusiones.

Se destaca que la muestra que contiene granate muestra leves variaciones texturales en relación al resto de las láminas de la facies B: i) cuenta con menor contenido de Bt y Pl en relación a Ms y a Kfs, respectivamente; ii) las Ms son de grano grueso de euhedrales a anhedrales, mientras que en las demás son claramente tabulares

euhedrales; iii) procesos de albitización más intensos; iv) en VIN-2 se observan texturas eutécticas entre Kfs y Qtz; v) los cristales de apatita son de mayor tamaño.

8.1.3 Monzogranito equigranular de dos micas medio a fino (facies C)

Macroscópicamente se distingue como una roca holocristalina fanerítica equigranular de grano medio con una leve tendencia a la bimodalidad dada la diferencia de tamaño de grano entre las micas y los feldespatos y con un índice de color leucocrático (índice de color < 25%) (Fig. 8.2 i). Las micas (1-2 mm) están orientadas, definiendo una posible foliación magmática. Estas aparecen en pequeñas secciones basales irregulares o como pequeños listones finos en su sección longitudinal y con un tamaño en esta dimensión de entre 1-2 mm. Los feldespatos son abundantes en la roca, presentan sección rectangular y tamaño de entre 2-4 mm. El cuarzo se caracteriza por tener tamaños próximos a los 2 mm y formas de irregular a redondeada.

La asociación mineral magmática reconocida en el microscopio petrográfico es la misma de la facies porfírica: Qtz+ Pl + Kfs+ Bt + Ms. Los minerales accesorios son: apatita, circón ± monacita. En este caso no fue registrada la presencia de minerales opacos. Los minerales de alteración de la paragénesis magmática son: muscovita y sericita afectando mayormente a biotitas y plagioclasa, y en menor cuantía al feldespato alcalino. La clorita se muestra reemplazando escasamente a la biotita.

Cuarzo (Qtz). Como en la facies porfírica, esta es la especie mineral más abundante, destacando dos familias de Qtz claramente distinguibles: Qtz_a, familia predominante en la matriz de la roca constituida por cristales anhedrales, con formas equidimensionales, subcirculares a irregulares, variando sus tamaños de entre 0,5 y 2 mm. Se notan algo fracturados y sin inclusiones. Qtz_b, familia de grano fino (0,2 mm aprox.) que forma exsoluciones en microclino, las cuales generan una textura vermicular. Estas exsoluciones afectan a todo el cristal o se ubican en los bordes o en su centro.

Feldespato Potásico (Kfs). El feldespato alcalino es microclino. Se determinaron dos familias de este mineral: Mc_a, constituido por cristales anhedrales a subhedrales de sección rectangular y en algunos casos irregular, con tamaños de entre 3,5 × 2 mm y 2 × 1 mm. Se caracteriza por la abundante presencia de cuarzo vermicular (Qtz_b). También muestra las típicas maclas en enrejado y en algunos cristales la de dos individuos. Las micropertitas están presentes, aunque en menor cuantía y dimensión respecto de la facies anterior. Respecto de las inclusiones, más allá de las recién mencionadas de cuarzo, estas son escasas, mayormente de biotita y en menor proporción de plagioclasa. Mc_b, familia de menor tamaño, de entre 0,8 × 0,45 mm a 1,2 × 0,6 mm, formado por cristales tabulares y subhedros. Se diferencia del Mc_a, además del tamaño, por carecer de vermículas de cuarzo, pertitas, y ausencia de inclusiones. Su forma irregular y su tamaño le otorgan un carácter intersticial, sugiriendo una cristalización tardía.

Plagioclasa (Pl). Una familia es ampliamente dominante: Pl_a. Los cristales muestran tamaños que varían entre 1,8 × 1 mm y 1,2 × 0,7 mm, son de hábito tabular y subhedras. La característica macla polisintética está

presente como así también la alteración sericítica en el centro de algunos cristales sugiriendo una composición diferente entre núcleo y borde. Las inclusiones dentro de la plagioclasa son escasas, estando constituidas por biotita y apatita. Con escasa representación aparece una familia de grano fino, Pl_b, (0,6 × 0,2 mm) tabular, euhédrica y sin inclusiones.

Biotita (Bt). Cristales tabulares a irregulares de entre 1,2 y 0,3 mm de longitud, anhedrales y subhedrales. Poseen un típico pleocroísmo, con marcadas variaciones de pardo claro a oscuro. Este mineral muestra alteración variable a muscovita, sericita y clorita en marcada continuidad óptica. Se observan unos pocos halos pleocroicos producto de las escasas especies radiactivas incluidas en las biotitas de esta facies.

Muscovita (Ms). Fueron reconocidos dos tipos de muscovita. Ms_a, con hábito tabular y euhédricas y tamaños que rondan el 1 × 0,6 mm. El segundo grupo, Ms_b, está formado por cristales de menor tamaño (0,6 mm y 0,2 mm), anhedrales, de bajo desarrollo, estrechamente vinculados a biotitas y posiblemente crecidos a partir de este último mineral.

Apatita (Ap). Mineral abundante por tratarse de una especie accesoria. Generalmente se aprecia en su sección basal isótropa, subredondeada con diámetros entre 0,14 y 0,27 mm o en secciones rectangulares, prismáticas, de 0,2 × 0,1 mm. Se halla formando parte de la matriz de la roca y como inclusión en biotita y Ms_a. Algunos cristales cuentan con numerosas inclusiones pequeñas de circón y monacita.

Circón y Monacita (Zrn y Mnz). Mayormente reconocidos como inclusiones abundantes en apatita. Se trata de cristales euhedrales, distinguiéndose los circones por su hábito prismático frecuente y un tamaño longitudinal de 0,02 mm. Contrariamente, las monacitas se muestran con una sección aproximadamente circular de entre 0,007 mm a 0,014 mm.

8.1.4 Monzogranito porfírico grueso de dos micas (facies Da y Db)

En términos generales y a escala de muestra de mano, todas las rocas son de tonalidad rosa pálido a rosa rojizo suave, leucocráticas (índice de color < 25 %, según Thorpe y Brown, 1993), holocristalinas, faneríticas, de porfírica a equigranular de grano medio a grueso (entre 3 y 10 mm), aunque en el campo se reconocen fenocristales de abundancia media de entre 4,5 × 0.5 cm a 2 × 0,5 cm. Estas rocas cuentan con abundante cuarzo (4 mm de diámetro a 10 × 5 mm), y junto a los feldespatos (10 × 4 mm a 6 × 3 mm) son los minerales de mayor tamaño de la roca, la biotita (6 × 3 a 3 × 2 mm) y muscovita (2 × 2 a 4 × 2 mm) completan la asociación mineral principal. La biotita se encuentra levemente en menor proporción que la muscovita, siendo esta euhedral y adquiriendo formas rómbicas características. Los minerales accesorios son apatita, circón y monacita, con muy escasa presencia de minerales opacos, y la distintiva presencia de sillimanita. Los minerales secundarios son muscovita y sericita, crecidas a partir de biotita y plagioclasa, respectivamente. También se observa clorita crecida a partir de biotita.

A continuación, se sintetizan las características petrográficas de las rocas estudiadas, a partir del estudio realizado sobre las láminas delgadas y las texturas se muestran en las figuras 8.2 j, k, l, m, n.

Cuarzo (Qtz). Los cristales se presentan en un rango de tamaño variable de entre 1 mm y 5 mm de diámetro. Son anhedrales y con frecuencia presentan extinción ondulante. Mayormente no tienen inclusiones, excepto por alguna pequeña de biotita, apatita, plagioclasa y rutilo. Cristales circulares de menor tamaño (0,35 mm de diámetro) se encuentran mayormente como inclusiones en cristales poiquilíticos de microclino.

Plagioclasa (Pl). La familia dominante (Pl_a) se presenta como cristales subhedrales a anhedrales, de 1 × 0.5 mm a 3 × 2 mm, cuentan con macla polisintética y de dos individuos. Tienen sus centros algo alterados a sericita. No cuenta con inclusiones excepto por algún cristal de biotita y cuarzo. Algunos cristales muestras leve zonación óptica. Otras dos familias de plagioclasas se encuentran principalmente como inclusiones de fenocristales de microclino, son tabulares de subhedrales a euhedrales unas más pequeñas de 0,35 × 0,1 mm (Pl_c) a otras de grano un poco más grueso de 0,8 × 0,5 mm (Pl_b).

Feldespato Potásico (Kfs). Se presenta en cristales con maclas en enrejado y de dos individuos, anhedrales con formas rectangulares a otras irregulares intersticiales (Mc_a). Sus tamaños principales varían de 5 × 4 mm a 1 × 3 mm. Tienen abundantes inclusiones de plagioclasas pequeñas (Pl_b y Pl_c) y cuarzos, también tiene inclusiones, aunque en menor proporción de apatita, circón y sillimanita. Cuenta con pertitas en parches y como franjas. Hay unos cristales más tardíos, sin inclusiones con formas de cuadradas a irregulares de 2 × 1 mm, rellenando los últimos espacios (Mc_b). Algunos cristales muestran leve grado de reemplazo por albita.

Biotita (Bt). Se observan cristales de hábito tabular, pleocroicos marrón oscuro a claro, de tamaño variable entre 0,6 × 0,2 a 2,5 × 0,5 mm. Cuentan con numerosas inclusiones de minerales accesorios radiactivos indicado esto por los halos pleocroicos que generan, también de apatitas. Se encuentran alteradas levemente a clorita en algún caso y en contacto con muscovita.

Muscovita (Ms). Es más abundantes que la biotita. Los cristales más abundantes son de grano medio de entre 3 × 1 mm a 1 × 1 mm, de subhedrales a euhedrales (Ms_a). En general no están en contacto con biotitas, excepto algunas que tienen continuidad óptica con ellas (Ms_b). Cuentan con algunas inclusiones de plagioclasa y cuarzo. Se reconoce otro grupo de grano fino y euhedrales como alteración de plagioclasas (Ms_c).

Apatita (Ap). Se presenta como cristales individuales, como así también incluidas en biotita, muscovita, cuarzo y plagioclasa. En sección basal son subhedrales, hexagonales, de tamaño variable, de entre 0,01 mm a 0,6 mm de diámetro. A su vez cuentan con inclusiones de pequeños minerales accesorios.

Circón (Zrn). Los cristales están incluidos principalmente en biotita, son de hábito prismático-acicular de hasta 0,1 mm de largo por 0,01-0,02 mm de ancho. También se presentan incluidos en muscovita y apatita.

Monacita (Mnz). Se observan inclusiones en biotita de pequeños cristales (aunque de mayor tamaño que el circón, 0,03-0,06 mm) de hábito groseramente rectangular y/o cuasi-circular. Posee alto relieve, y genera marcados halos pleocroicos.

Sillimanita (Sil). Se halló exclusivamente en la sección delgada de la muestra VIN-20, (facies Db). Se muestran como cristales euhédricos, de hábito prismático (0,6 × 0,05 mm) a hábitos aciculares (0,1 × 0,01 mm). Se destacan por estar únicamente como inclusiones en plagioclasas y cuarzos, formando, agregados cristalinos. No muestran una distribución homogénea en la lámina delgada, concentrándose mayormente en un sector de la misma. A partir de su distribución en el cristal huésped se discriminaron en dos variedades: i) Sil_a formando agrupaciones con una posición azarosa dentro del cristal huésped; ii) Sil_b, cristales algo más aislados y distribuidos sobre las caras de crecimiento del cristal que las aloja (*e.g.*, plagioclasa).

8.1.5 Monzogranito porfírico biotítico (facies E)

En términos generales y a escala de muestra de mano, las rocas son de tonalidad rojiza, leucocráticas a mesocráticas, holocristalinas, faneríticas, porfíricas de grano medio a grueso (entre 2 y 6 mm), con fenocristales de abundancia media mayormente formados por feldespatos de 2 × 0,2 cm a 0,5 × 1,0 cm y en algunas muestras el cuarzo también forma fenocristales de 1,2 × 0,5 cm a 0,9 cm de diámetro. La matriz de la roca está constituida por abundantes biotitas como exclusiva mica y con tamaños que varían entre 1 y 3 mm, cuarzos subredondeados de 2 a 6 mm y feldespatos de 2 × 2 mm a 4 × 3 mm rectangulares a cuadrados (Fig. 8.2 ñ, o). Los accesorios son apatita, circón, monacita y minerales opacos.

Cuarzo (Qtz). Los cristales que forman la matriz se observan con formas subredondeadas a irregulares, y con extinción ondulante, de 3,5 × 2,5 mm a 1 × 0,8 mm. No cuentan con inclusiones excepto por alguna biotita de grano fino. También hay cuarzos redondeados (*drop-like*), de 0,25 mm de diámetro como inclusión en microclino.

Feldespato Potásico (Kfs). Se caracterizan por formar cristales rectangulares anhedrales de 7 × 2 mm (Mc_a), con un destacable desarrollo de pertitas en forma de venas. Tienen pocas inclusiones constituidas por cristales de grano fino de biotita, plagioclasa y cuarzo. Hay otra familia de microclinos con un tamaño de grano de 1,5 × 1 mm de similares características, pero sin inclusiones (Mc_b). Ambos cuentan con la macla de dos individuos, pero la macla tartán no se le observa.

Plagioclasa (Pl). Se observan como cristales rectangulares anhedrales, con macla polisintética, sin inclusiones, leve alteración sericítica, y tamaños de 4 × 1,5 mm a 1,3 × 0,7 mm (Pl_a). Plagioclasas euhedrales y subhedrales de grano fino de 0,25 × 0,20 mm se encuentran incluidas en feldespato alcalino (Pl_b).

Biotita (Bt). *S*e observa como Láminas subhedrales de 2 × 1 mm a 1 × 1 mm y con abundantes inclusiones de apatitas, accesorios radiactivos con el desarrollo característico del halo de alteración y opacos. Presentan algunos cristales una incipiente alteración a muscovita en los bordes.

Apatita (Ap). Estos minerales se alojan en biotitas principalmente, son abundantes, euhedrales y tienen tamaños de 0,2 y 0,1 mm de diámetro en su sección basal.

Circón/Monacita. Circones en secciones rómbicas y de prismas cortos de 0,05 mm de diámetro y 0,1 mm × 0,05 mm.

Minerales Opacos (Opq). Escasos, subredondeados a elongados, asociados a biotitas de 0,3 × 0,2 mm a 0,1 × 0,01 mm.

8.1.6 Granitoides porfíricos de grandes fenocristales de grano grueso biotítico (facies Fa y Fb)

La facies Fa, clasificada como sienogranitos, puede definirse como una roca holocristalina, fanerítica, porfírica de matriz gruesa (2 a 6 mm). Los fenocristales de feldespato alcalino, abundantes en muestra de mano, son rectangulares y de color rojizo, tienen tamaños de 4 × 2,5 cm a 2,5 × 1 cm. Los minerales que conforman la matriz son: cuarzos de redondeados a rectangulares de entre 7 × 5 mm a 3 mm de diámetro, feldespatos de tamaños de 7 × 3 mm y la biotita, que es el único mineral micáceo, forma láminas de 1,5 × 4 a 2 ×13 mm (Fig. 8.2 p, r).

La facies Fb, clasificada como una cuarzo monzonita o cuarzo sienita, se describe como holocristalina, fanerítica, porfírica con matriz de gruesa a muy gruesa de color blanco rosado. Los fenocristales abundantes en muestra de mano son cuadrados a rectangulares y de color rosado, tienen tamaños de 1 × 0,5 cm a 4 × 5 cm. Hay otro feldespato de color blanco rectangular de entre 1 × 0,5 cm y 2 × 1 cm formando la matriz. Los cristales de cuarzo de subredondeados a irregulares de 1,2 × 0,5 cm a 0,3 × 0,3 cm, y biotitas como una mica formando láminas de 1,5 × 1 cm y 0,4 × 0,2 cm (Fig. 8.2 q, s). La asociación mineral la completan los minerales accesorios: apatita, circón, ¿monacita? y un mineral opaco.

Cuarzo (Qtz). Se observan cristales gruesos, anhedrales, con una muy leve extinción ondulante. Tienen formas propias de relleno de espacios, intersticiales, a otros subredondeados. Casi no cuentan con inclusiones excepto por alguna escasa una plagioclasa de grano medio o pequeñas biotitas. En la subfacies Fa tienen tamaños entre 4 y 5 mm y en la subfacies Fb superan los límites de la lámina delgada.

Feldespato Potásico (Kfs). En la facies Fa se reconocen dos tipos: i) grandes fenocristales tabulares y anhedrales, con macla en enrejado y dos individuos y abundantes mesopertitas. Presenta abundantes inclusiones de cuarzo de grano fino gotiforme y plagioclasa de grano fino; ii) microclino con formas de relleno de espacios a otros tabulares, límpidos, con escasas inclusiones, sin pertitas o con poco abundantes, macla algo difusa y tamaños de 2 × 1 mm a 0,5 × 0,5 mm. Junto al cuarzo y biotita por lejos son los minerales más abundantes.

En la facies Fb, son anhedrales, con formas rectangulares y tamaños de entre 4 × 1 mm a 6 × 5 mm y rellenan los espacios finales de la cristalización. Cuentan con alteración sericítica por sectores y características pertitas muy bien desarrolladas en forma de venas. Mayormente no tienen inclusiones, aunque algunos cristales presentan inclusiones de cuarzo redondeado de grano fino (*drop-like*) y cristales de plagioclasa de grano medio. No desarrollaron la típica macla en enrejado.

Plagioclasa (Pl). En la facies Fa tienen tamaños de entre 10 × 6 mm a 3 × 4 mm y 1 × 1 mm, son tabulares y anhedrales, tienen la macla polisintética y marcada zonación óptica. Cuenta con pocas inclusiones de biotita de grano fino y se encuentran poco alteradas a sericita. Algunas tienen desarrollo de mirmequitas finas. Se reconoce además otro grupo incluido en los fenocristales y de grano fino (0,3 × 0,1 mm).

En la facies Fb las plagioclasas son muy similares a las anteriores, definiéndose tres tamaños principales: Pl_a de grano grueso (6 × 2 mm y 8 × 4 mm), Pl_b de grano medio (2 × 1,5 mm) y la Pl_c de grano fino, que se encuentran como inclusiones en los megacristales de feldespato alcalino, subhedrales a euhedrales de 0,8 × 0,5 mm.

Biotita (Bt). Las biotitas de la facies Fa tienen un pleocroísmo entre castaño claro y castaño oscuro, son euhedrales o subhedrales, de grano medio entre 2 × 1 mm a 0,5 × 0,2 mm, tienen inclusiones de minerales opacos, cuarzo y circón y apatito. Algunas muestran texturas de intercrecimiento con cuarzo.

En la facies Fb, la biotita constituye láminas de 6 × 4 mm, subhedrales y anhedrales, como de relleno de espacios (posiblemente tardías, en la cristalización), pleocroicos de marrón oscura a un marrón muy claro, con abundantes inclusiones de accesorios pequeños de cuarzo, apatitas, minerales opacos, circón y monacita?. Algunas tienen cristales de rutilo de grano fino en su interior. Las inclusiones de cuarzo tienen formas irregulares con bordes engolfados y son de grano fino. Algunas biotitas están levemente cloritizadas.

Apatita (Ap). Los cristales de la facies Fb son euhedrales con tamaños de 0,4 × 0,1 mm en secciones prismáticas y de entre 0,07 mm y 0,2 mm de diámetro en secciones basales y mayormente se ubican como inclusiones en biotitas. En las facies Fa mayormente tienen tamaños de 0,1 mm de diámetro.

Opacos (Opq). Son cristales mayormente incluidos en biotitas, son anhedrales, y tienen secciones cuasi cuadradas a subredondeadas y tamaños de 0,6 × 0,4 mm.

Circón (Zrn). Se lo observa formando prismas cortos incluidos en biotita de 0,2 × 0,1 mm a 0,5 × 0,5 mm. En la facies Fa tienen tamaños menores próximos a 0,1 mm. También es probable que otros minerales accesorios sin color de interferencia alto y con superficies algo corroídas correspondan con monacitas.

8.1.7 Monzogranito biotítico equigranular a porfírico de pequeños fenocristales (facies G)

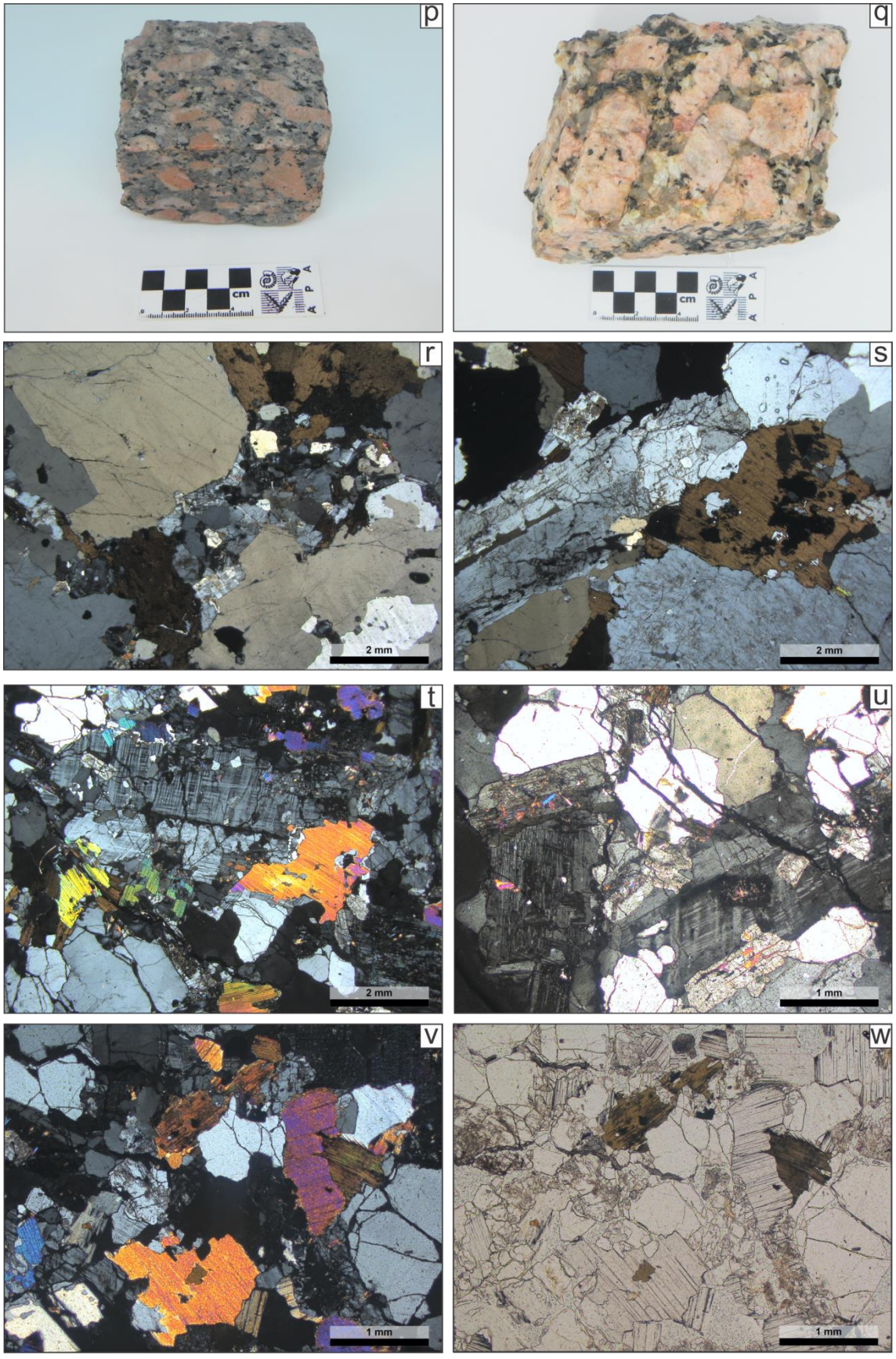
En términos generales y a escala de muestra de mano, todas las rocas son de tonalidad rosada, leucocráticas (índice de color < 25), holocristalinas, faneríticas, equigranulares de grano medio a fino (entre 0,5 y 6 mm), homogéneas y sin elementos de anisotropía significativos. Cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa, junto con biotita constituyen la asociación mineral principal. Algunas muestras tienen aislados fenocristales tornándola porfírica. Los pocos fenocristales que se reconocen son de feldespato alcalino y tiene tamaños de 1 × 0,5 cm. La matriz la constituyen cuarzos de 1 a 4 mm de diámetro y finas láminas de biotitas de 2 a 1 mm junto a feldespatos de 2 a 4 mm. Aunque la biotita es por lejos la mica dominante, en algunos casos se observa algunos bordes de alteración a muscovita.

Cuarzo (Qtz). Se observan como cristales anhedrales de grano grueso (4 × 2 mm a 1 × 1 mm), formas de subredondeados a irregulares con un claro carácter tardío en la cristalización. No presentan inclusiones excepto algún cristal de grano muy fino de biotita.

Feldespato Potásico (Kfs). Son minerales de grano medio a grueso de entre 8 × 3 mm a 2 × 1 mm, con formas con tendencias a rectangulares pero marcadamente anhedrales de relleno de espacios. Tienen maclas de 2 individuos y también tartán, y así como pertitas en láminas finas. Cuentan con inclusiones de cuarzo tipo *drop-like* y plagioclasas de grano fino. Algunos cristales muestran parches difusos de albita.

Plagioclasa (Pl). Constituye cristales subhedrales de grano fino de entre 1 × 1 mm a 0,5 × 0,25 mm, que tienen una homogénea sericitización, se encuentran tanto como inclusión en el feldespato alcalino como en la matriz de la roca, es poco abundante en relación al feldespato alcalino. Tienen marcada zonación óptica. En contacto con microclino desarrolla simplectitas.

Biotita (Bt). Forma Láminas subhedrales a anhedrales, con secciones rectangulares, de 4 × 2 mm a 0,5 × 0,3 mm. Cuenta con escasas inclusiones, alguna apatita de 0,08 mm de diámetro basal y así como circones de 0,05 mm, aunque este mineral también se reconoció en la matriz de la roca.


p
q
r
2 mm
s
2 mm
t
2 mm
u
1 mm
v
1 mm
w
1 mm

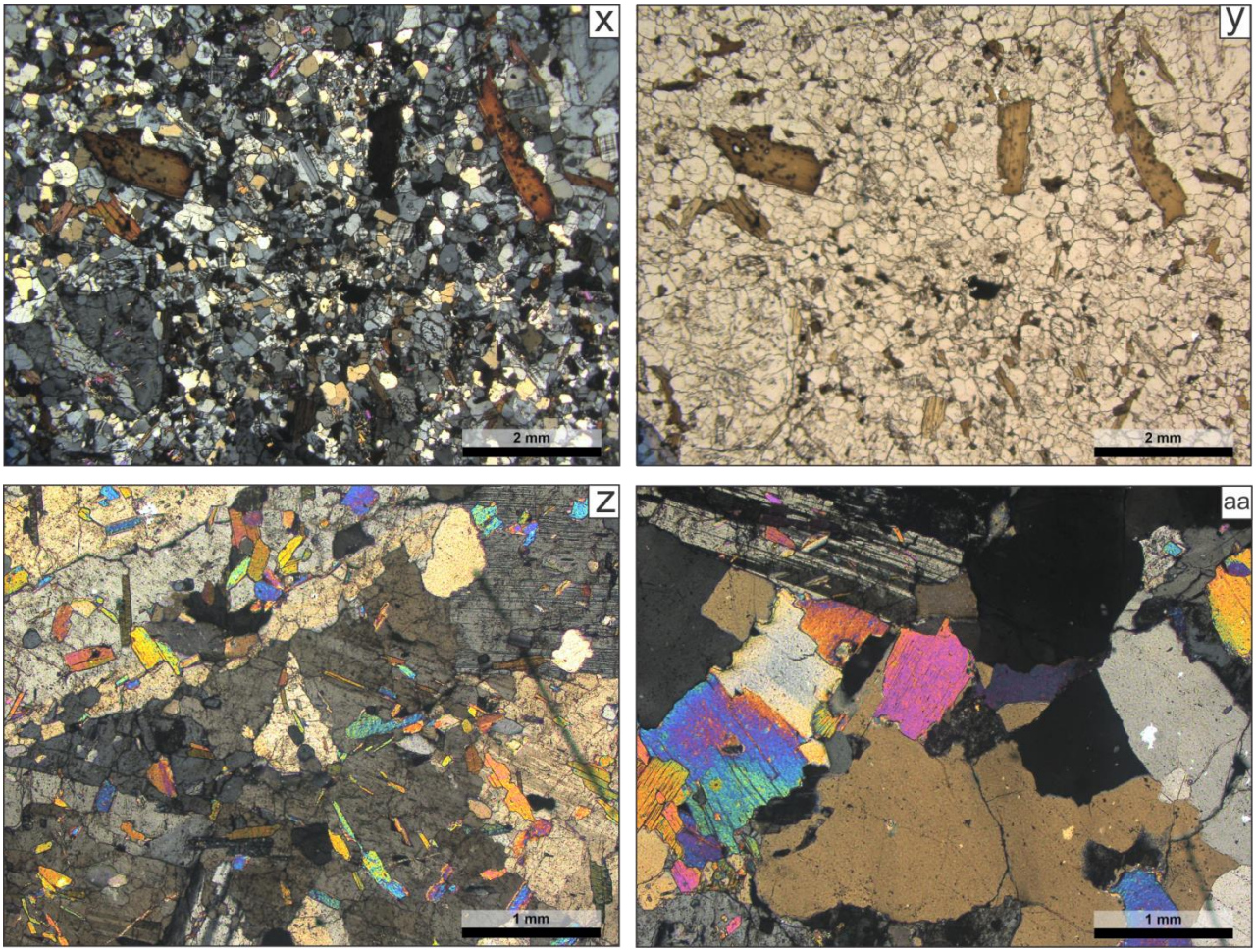


Fig. 8.2. p) Muestra de mano de la facies Fa; q) Muestra de mano de de la facies Fb; r) Lamina delgada mostrando la textura general de la facies Fa; s) Lamina delgada mostrando la textura general de la facies Fb; t) y u) Textura general de la facies Mula Muerta en lamina delgada, mostrando láminas de muscovita subhedrales y aisladas en la roca, y otras en contacto con biotita. Tambien se observan las distintas familias de plagioclasa descriptas, las muscovitas de grano fino alojadas preferentemente en plagioclasa y los cristales de mayor tamaño de feldespato alcalino; v y w) Textura a nicoles cruzados y paralelos de la facies Olaen donde destacan muscovitas en contacto con biotita mostrando clivajes cruzados o pequeños cristales biotita incluidos en muscovita; x e y) Textura en lamina delgada del enclave granítico a nicoles cruzados y paralelos del enclave granítico alojado en la facies Olaen; z) Lamina delgada de la facies Santa Sabina sur en la que destaca la abundancia de muscovita de grano fino de manera generalziada en toda la roca; aa) Muscovitas de grano medio subhedrales en la matriz de la facies Santa Sabina sur.

8.2 Petrografía de los granitos de la *suite* Characato

La composición mineralógica cuantitativa de los granitos dominantes de la *suite* Characato se detalla en la Tabla 8.2. La clasificación de estas rocas en el diagrama QAP se muestra en la figura 8.3.

Batolito	Unidad	Facies	Sector	Muestra	Qtz	Kfs	Pl	Bt	Ms	Op	Método	Ref
Achala	Suite Characato	Olaen	Olaen	CHA 48	30.1	29.3	27.7	1.8	10.8	-	Conteo de puntos	Esta investigación
		Olaen	Olaen	CHA 40	35.6	27.5	24.5	5.9	6.3	-		Esta investigación
		Mula Muerta	Olaen	CHA 33	36.2	25.8	25.5	5.6	6.6	-		Esta investigación
		Mula muerta	Olaen	CHA 34	34.0	24.4	30.6	5.6	5.4	-		Esta investigación
		Olaen	Mesa de la Mula Muerta	CHA 46	38.5	20.4	30.9	5.0	5.2	-		Esta investigación
		Mula Muerta	Mesa de la Mula Muerta	CHA 42	26.9	30.3	32.5	2.1	7.9	-		Esta investigación
		Mula Muerta	Characato	-	31.0	30.0	25.0	8.0	5.0	-		Baldo, 1992
		Olaen	Mesa del Palmar	-	33.0	28.0	28.0	2.0	8.0	-		Baldo, 1992
		Olaen	Mesa del Palmar	-	33.6	22.4	30.5	2.3	11.1	-		Kirschbaum, 1990
		Olaen	Mesa del Palmar	-	32.9	27.4	31.0	2.0	6.3	-		Kirschbaum, 1990
		Olaen	Mesa del Palmar	-	33.8	33.4	23.5	2.9	6.4	-		Kirschbaum, 1990
		Leucogranito	Mesa del Palmar	-	41.0	22.0	24.0	0.0	13.0	-		Baldo, 1992
		Leucogranito	Mesa del Palmar	-	49.2	16.9	21.5	0.0	12.0	-		Kirschbaum, 1990
		Leucogranito	Mesa del Palmar	-	44.4	20.5	20.5	0.0	14.6	-		Kirschbaum, 1990
		Leucogranito	Mesa del Palmar	-	42.2	17.0	26.6	0.0	14.1	-		Kirschbaum, 1990
		Leucogranito	Mesa del Palmar	-	34.6	31.9	22.0	0.0	10.8	-		Kirschbaum, 1990
		Leucogranito	Mesa del Palmar	-	17.6	18.8	24.7	0.0	8.7	-		Kirschbaum, 1990
		Leucogranito	Mesa del Palmar	-	32.9	25.8	29.1	0.0	12.1	-		Kirschbaum, 1990
		Leucogranito	Mesa del Palmar	-	36.2	28.7	23.9	0.0	11.2	-		Kirschbaum, 1990
		Leucogranito	Mesa del Palmar	-	44.5	16.2	22.6	0.0	16.7	-		Kirschbaum, 1990
		Enclave en facies Olaen	Olaen	CHA 40 IV	28.9	24.5	33.6	11.2	-	0.7		Esta investigación
		Santa Sabina Sur	Santa Sabina Sur	SAB-1	37.1	22.5	22.2	2.4	15.6	-		Esta investigación
		Santa Sabina Sur	Santa Sabina Sur	SAB-2	35.5	25.9	17.5	2.0	18.5	-		Esta investigación
		Santa Sabina Sur	Santa Sabina Sur	SAB-3	41.0	19.3	21.1	1.1	16.9	-		Esta investigación
		Santa Sabina Sur	Santa Sabina Sur	SAB-3a	24.8	37.2	25.2	0.5	11.8	-		Esta investigación
		Santa Sabina Sur	Santa Sabina Sur	SAB-4	36.4	26.7	17.6	1.7	16.9	-		Esta investigación
		Santa Sabina Sur	Santa Sabina Sur	SAB-5	30.8	35.8	17.5	1.8	13.7	-		Esta investigación
		Santa Sabina Sur	Santa Sabina Sur	SAB-6	26.3	44.7	17.7	2.3	8.7	-		Esta investigación
		Santa Sabina Sur	Santa Sabina Sur	SAB-7	39.3	33.9	10.5	0.3	15.6	-		Esta investigación
		Santa Sabina Sur	Santa Sabina Sur	SAB-8	35.2	32.5	18.9	0.9	11.5	-		Esta investigación
		Santa Sabina Sur	Santa Sabina Sur	SAB-9	32.3	30.4	21.0	0.8	15.1	-		Esta investigación
		Santa Sabina Sur	Santa Sabina Sur	SAB-10	37.4	27.5	18.0	2.3	14.0	-		Esta investigación
		Santa Sabina Sur	Santa Sabina Sur	SAB-11	35.9	27.0	16.3	1.5	17.8	-		Esta investigación
		Santa Sabina Norte	Santa Sabina Norte	SAB-19	30.5	39.3	20.1	2.8	6.9	-		Esta investigación
		Santa Sabina Norte	Santa Sabina Norte	SAB-20	28.8	44.4	16.7	3.9	6.1	-		Esta investigación
		Santa Sabina Norte	Santa Sabina Norte	SAB-21	27.3	42.2	16.1	3.5	10.6	-		Esta investigación
		Leucogranito equigranular	Santa Sabina Norte	SAB-22	31.8	34.6	17.1	1.5	14.6	-		Esta investigación
		Santa Sabina Norte	Santa Sabina Norte	SAB-23	33.3	40.4	11.0	5.1	9.8	-		Esta investigación
		Santa Sabina Norte	Santa Sabina Norte	SAB-24	34.1	24.5	15.8	3.8	21.6	-		Esta investigación

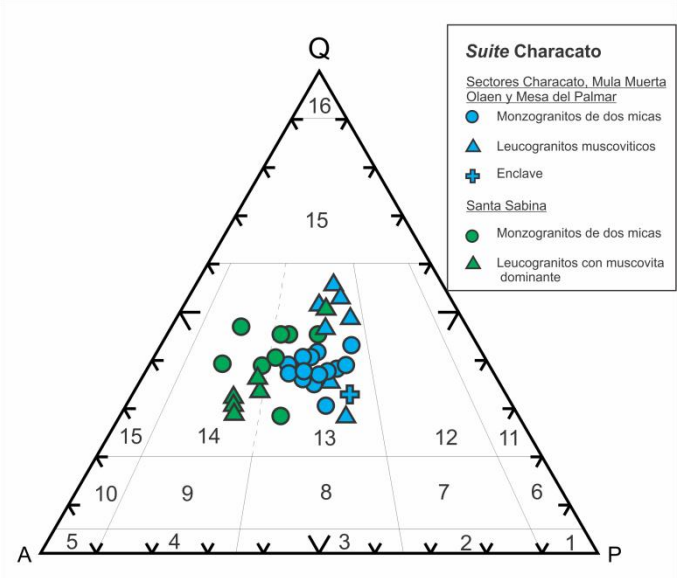


Tabla 8.2: Conteo modal de los granitos de la suite Characato (en la Tabla anexo 1, se realizó un conteo modal utilizando otra metodología).

Fig. 8.3: Diagrama triangular QAP. 17: Cuarzolita (silexita). 16: Granitoides ricos en cuarzo 15: Granitos de feldespato alcalino. 14: Sienogranitos. 13: Monzogranitos. 12: Granodioritas. 11: Tonalitas. 10: cuarzosienitas de feldespato alcalino. 9: Cuarzosienitas. 8: Cuarzomonzonitas. 7: Cuarzo-monzodioritas /Cuarzo-monzogabros. 6: Cuarzodioritas / Cuarzogabros.5: Sienitas de feldespato alcalino. 4: Sienitas. 3: Monzonita. 2: Monzodioritas / Monzogabros. 1: Dioritas/Gabros

8.2.1 Monzogranitos porfíricos de dos micas (facies Mula Muerta y Olaen)

Dos extremos texturales conforman los monzogranitos de dos micas dominantes en el norte de la *suite* Characato, aquí denominados como facies Mula Muerta y Olaen. Los granitos de la facies Mula Muerta se corresponden con monzogranitos de dos micas porfíricos con pequeños fenocristales de feldespato alcalino con tamaños de 0,5 × 0,3 cm a 2,0 × 0,6 cm en una matriz de 1 a 4 mm, de color blanco anaranjado suave a blanco grisáceo y una asociación magmática formada por: Kfs + Qtz + Pl + Bt + Ms + Ap + Zrn + Mnz + Opq. Los feldespatos muestran bordes difusos y formas tabulares. Los cristales de cuarzo son de color gris, principalmente redondeados, pero algunos irregulares, y tamaños de 2,5 × 1 mm a 1 × 1 mm. La mica negra es la mica predominante con láminas de 1 a 2 mm de longitud. La mica blanca, aunque en menor proporción que la biotita, también es abundante y forman cristales subhedrales con tamaños de 1 × 1 mm a 3 × 2 mm.

La facies Olaen la forman monzogranitos de textura fanerítica porfírica de grano medio de 1 a 4 mm, de color rosado claro a blanco anaranjado y blanco y con fenocristales que varían de 1,4 × 0,4 cm a 4,7 × 2,3 cm. La asociación mineral la misma que la de la facies Mula Muerta. En la matriz se identifica un feldespato color blanco rectangular bien marcado con tamaños de entre 2 × 1 mm y 5 × 3 mm (plagioclasa) y otro rosado claro con una mayor variabilidad en el tamaño de grano 10 × 6 mm a 5 × 2 mm, también tabular pero con los bordes algo más difusos (feldespato alcalino). El cuarzo es gris y mayormente subcircular, con tamaños de entre 1,0 y 4,5 mm de diámetro. La mica oscura también cuenta con láminas que varían de 2 a 6 mm de longitud. Las micas blancas cuentan con cristales subhedrales de grano medio a fino (1 a 3 mm).

Cuarzo (Qtz). Se encontraron dos familias de Qtz. El Qtz_a, que es el más abundante, muestra formas típicas de rellenos de espacios, de muy irregulares a redondeadas y anhedrales. Texturalmente son de grano grueso a medio (4 × 2 mm y 3 × 2 mm a 1,8 × 1,2 mm y 1,3 × 1,2 mm), llegando en la facies Olaen a alcanzar tamaños de hasta 8 × 4 mm. Están algo fracturados, cuentan con extinción ondulante y son límpidos con muy escasas inclusiones de Ms, Bt, Pl_c, Kfs, Ap, Zrn, Op y Rt. El Qtz_b es de grano fino (0,8 × 0,6 mm hasta 0,2 × 0,1 mm), anhedral, mayormente tiene formas redondeadas, son límpidos, sin inclusiones y sin deformación, los más finos se encuentran como inclusiones en Kfs dominantemente aunque también en Pl, Bt y Ms.

Feldespato Potásico (Kfs). Dos familias de feldespato alcalino tiene esta roca. El Mc_a forma fenocristales que tienen una longitud de entre 7,0 × 2,5 mm a 2,2 × 1,0 mm en la facies Mula Muerta (Fig. 8.2t) (aunque algunos llegan hasta 12 × 3,5 mm pero mayormente) y de 2 × 2 mm a 13 × 6 mm para la facies Olaen. Son subhedrales a anhedrales, con formas fuertemente tabulares, presencia de la macla en enrejado y de dos individuos, tienen mesopertitas en parches o lentes alargados ubicadas perpendiculares a la mayor longitud del cristal y contienen numerosas inclusiones de Pl_b, Qtz, Ms y escasa Bt. El Mc_b es de grano fino en la facies Mula Muerta (0,8 × 0,4 mm hasta 0,3 × 0,2 mm) y medio en la facies Olaen (2 × 1 mm a 0,3 × 0,1mm), anhedral más límpidos que los anteriores, sin inclusiones, macla en enrejado y formas irregulares típicas de relleno de espacios. En algunos pocos cristales de alguna muestra se observan parches de plagioclasa en el microclino.

Plagioclasa (Pl). Dos tipos extremos de plagioclasa forman estas rocas (Fig. 8.2u). La Pl_a en la facies Mula Muerta tiene un tamaño grano medio, los cuales rondan entre 2,2 × 2,0 mm y 0,8 × 0,7 mm, habiendo algunos de hasta 3,5 × 1 mm. En la facies Olaen tienen un tamaño de 4 × 3 mm a 1 × 0,5 mm, con alguna excepción mayor de 6 × 4 mm. Tienen formas tabulares y son subhedrales a euhedrales y algunas anhedrales. Tienen macla polisintética y de dos individuos, en general no tienen inclusiones, presentan distintos grados de alteración sericítica/muscovítica en los centros de los cristales o generalizada. Es normal ver conjuntos de cristales y que tengan zonación óptica composicional marcada. En algunos cristales se observa en los bordes un reemplazo albítico. La Pl_c es texturalmente fina (0,8 × 0,1 mm hasta 0,2 × 0,1mm) y se ubica tanto en la matriz de la roca como inclusiones en Mc_a. Son marcadamente tabulares, euhedrales a subhedrales, tienen macla de 2 individuos y polisintética y no cuentan con inclusiones y los grados de alteraciones son menores o nulos. Miembros intermedios entre ambas familias son denominados como Pl_b.

Biotita (Bt). Son de subhedrales a anhedrales, tienen una granulometría media a fina que varía entre 2,0 × 0,3 mm hasta 0,3 × 0,2 mm en la facies Mula Muerta y de 3,5 × 2,0 mm a 0,6 × 0,4 mm en la facies Olaen. Sus formas varían entre tabulares e irregulares, con un marcado pleocroísmo de marrón muy oscuro a marrón amarillento claro. La mayoría constituyen la matriz de la roca y algunos se encuentran como inclusiones en microclino, cuarzo y plagioclasa. Algunas de ellas se las encuentran en continuidad óptica y en el clivaje con muscovitas. Presentan fuertes halos pleocroicos debido a las inclusiones de circón y monacita, también apatitas y opacos están alojadas en ellas.

Muscovita (Ms). Distintos tipos de muscovitas fueron reconocidas (Fig. 8.2 t, v, w). Ms_a, cristales con forma de tablas rectangulares subhedrales, aisladas en la matriz de la roca de grano medio; Ms_b con formas irregulares, como rellenando espacios, anhedrales de grano medio; Ms_c, ligada a biotita en continuidad cristalográfica, algunas tienen relictos o inclusiones de biotitas y otras donde más de medio cristal corresponde a biotita; Ms_d, muscovitas de grano fino a medio euhedrales incluidas en biotitas o con clivajes cruzados respecto de la biotita; Ms_e, es de grano fino (0,5 × 0,4 mm), euhedral, rectangular, sin estar en contacto con minerales de los que pueda derivar. Finalmente, Ms_f, de grano muy fino, como listones en plagioclasa (0,3 × 0,05 mm).

En la facies Mula muerta dominan las $Ms_{a, c, d,}$ y sus tamaños varían de entre 0,5 × 0,5 mm a 1,0 × 0,5 mm. En las rocas más diferenciadas de esta facies (sector Mula Muerta), la mica blanca es la mica de mayor tamaño y predominan la $Ms_{a,b}$, las cuales tienen un tamaño de grano de medio a fino (3,0 × 3,0 mm a 0,8 × 0,6 mm), cuentan con pocas inclusiones de Qtz_b, Ap y minerales radiactivos accesorios. En la facies Olaen del sector Mesa del Palmar dominan la $Ms_{a, c\ y\ d,}$ con tamaños de 1,5 × 0,7 mm a 1,0 × 1,0 mm. En el sector de Olaen dominan la $Ms_{a, b, d}$ con tamaños que varían de 2,0 × 1,0 a 1,0 × 0,5 mm.

Apatita (Ap). Cristales euhedrales a subhedrales, formas basales redondeadas o hexagonal (0,5 a 0,10 mm de diámetro) y prismas de grano muy fino, de diámetro, muchas se encuentran relacionadas con la biotita

ubicándose en los bordes de los cristales o como inclusión en el mineral y también, aunque en menor proporción como inclusiones en Ms, Pl y Qtz. Cuentan con algunas inclusiones de algún mineral accesorio de grano muy fino.

Circón/Monacita. Forma cristales euhedrales a subhedrales con formas tetragonales y de prismáticas cortos o largos. Se hospedan principalmente en biotitas donde generan halos pleocroicos, también se los encuentra en apatita y cuarzo. Sus tamaños de grano varían entre 0,05 × 0,8 mm a 0,030 × 0,025 mm y de menor tamaño. Cristales subredondeados o elongados u ovoidales, de alto relieve y de grano muy fino asociados a los circones se corresponden con monacitas. Ambos accesorios son muy abundantes.

Opacos (Opq). Los minerales opacos son escasos en estas rocas, son de tamaño fino (<0,1 × 0,05 mm), por lo general incluidos en biotitas o asociados en sus bordes mayormente con formas entre sub-redondeadas a cuadradas. Algunos de ellos cuentan con formas irregulares, anhedrales o alargadas concentrados en los clivajes de la biotita. Otros se los observa rellenando fracturas.

Amarillos de Uranio. En la facies Mula Muerta, en la región homónima, se observó dentro de fracturas en el cuarzo de tamaño 0,3 × 0,2 mm, un mineral anhidro, relieve medio, color amarillo, hábito acicular o como haces radiados, o rellenado fracturas.

Baldo (1992) en alguna muestra de la facies Mula Muerta menciona la posible presencia de cordierita alterada y And/Sil.

8.2.2 Leucogranitos moscovíticos de Mesa del Palmar y Mesa de la Mula Muerta

Roca holocristalina, fanerítica, leucocrática, muscovítica y color blanco a rosado muy claro. Está compuesta por la siguiente asociación mineral: Kfs + Qtz + Pl + Ms + Ap + Zrn + Mnz + Opq. Texturalmente varía de equigranular de grano medio (1 a 3 mm), dominantemente en la región NNO del plutón Mesa del Palmar, a porfírica con matriz de grano medio (2 a 4 mm) y fenocristales de feldespato alcalino blancos a rosados muy claro en una abundancia media, marcadamente tabulares y orientados, con tamaños que rondan los 2 × 0,5 cm (de 2,3 × 0,5 cm a 1,4 × 0,5 cm) aflorantes en el sector centro sur y sur este, próximo al contacto con la facies de dos micas. Destacan en estas rocas esporádicos cristales cúbicos rojizos de hasta 4 cm con halos de oxidación, dominantemente en el sector norte y noroeste de Mesa del Palmar, interpretados como pseudomorfos de limonita según pirita (Kirschbaum., 1990). En la matriz los feldespatos muestran similares características, pero son más abundantes y de menor tamaño (de 6 × 4 mm a 2 × 1 mm). El cuarzo tiene formas redondeadas a algo elongadas y se muestra como cristales individuales abundantes, sus tamaños varían entre 1,5 y 4 mm de diámetro. La muscovita es la única mica presente, aunque puede haber, en algún caso, muy escasos relictos de biotita. Los cristales que predominan son de grano fino (Ms_a) (1,5 × 2 mm a menores a 1 mm), otros de mayor tamaño (grano medio) y euhedrales (2 × 1 mm a 8 × 2 mm) también están presentes.

Cuarzo (Qtz). Dos familias de cuarzos se distinguen en esta roca. El de mayor predominio es el Qtz_a, que es de grano medio a grueso (4,0 × 3,0 mm a 0,5 mm de diámetro), son anhedrales tienen formas redondeadas a elongadas irregulares de relleno de espacios. Tienen muy escasas inclusiones de Pl_c, Ms de grano fino, circones y agujas de rutilo. Los cristales registran una leve deformación dúctil mostrando una marcada extinción ondulante. El Qtz_b, es de grano más fino (menores a 0,5 mm), dominan las formas redondeadas, no presentan fracturas y son límpidos, la deformación es menos marcada, se encuentran formando parte de la matriz y los más finos como inclusiones en otros minerales (p. ej. muy frecuente el cuarzo gotiforme "*drop-like quartz*" en el microclino).

Feldespato Potásico (Kfs). Junto al cuarzo son los minerales más abundantes de la roca. Dos miembros extremos se describen entre los feldespatos alcalinos de la matriz de la roca, identificando algunos intermedios. El Mc_a es de grano grueso a medio de 7,0 × 5,0 mm a 3,0 × 1,0 mm, es anhedral y tabular, tiene macla en enrejado y algunos macla de Carlsbad, cuenta con mesopertitas en parches o en tiras espaciadas y numerosas inclusiones de "*drop-like quartz*" (Qtz_c), plagioclasa (Pl_b y Pl_c) y muscovita de grano fino. El Mc_b, (2 × 2 mm y menores de 0,5 mm) es de forma irregular con forma típica de relleno de espacios, anhedral, sin inclusiones, poco desarrollo de pertitas y con la característica de la macla en enrejado. Se reconocen parches de feldespato alcalino con cierto grado de reemplazo a albita (albitización).

Plagioclasa (Pl). Tres familias de plagioclasas se reconocen en la roca. La que domina la matriz es la $\boldsymbol{Pl_a}$, de grano medio a grueso (4 × 2 a 2 × 1 mm), de subhedral a anhedral, con formas tabulares. La mayoría tiene macla polisintética, inclusiones muy escasas de muscovita de grano fino, Qtz_c y apatita, cuenta con un variable grado de alteración a muscovita de grano fino. Se observan parches de microclino en los centros o en otros sectores (reemplazo de albita). La Pl_b, es de grano medio a fino (1,2 × 0,3 mm a 0,8 × 0,2 mm), son subhedrales, muchos más tabulares que Pl_a, tienen la característica macla polisintética, algunas macla de dos individuos y se ubica tanto dentro del feldespato alcalino como en la matriz de la roca. La Pl_c ocurre solo como inclusión en el feldespato alcalino, es marcadamente tabular, no se encuentra alterada y es la de grano más fino (0,3 × 0,2 mm).

Muscovita (Ms). La muscovita que predomina en la roca es de grano medio (3 × 1,5 mm a 2 × 1,8 mm), subhedral, con tendencia a las formas tabulares, tiene muy pocas inclusiones de apatita, circón y algún opaco, mostrando además no estar encerrada por un mineral del que la moscovita puede haberse formado por alteración (Ms_a). Otros cristales son de anhedrales a subhedrales y tienen formas irregulares indicando rellenos de espacios (Ms_b). Otra familia importante de muscovitas (Ms_c) es petrográficamente similar a Ms_a solo muestran un tamaño de grano menor (0,9 × 0,3 mm a 0,3 × 0,2 mm). Finalmente, la Ms_d, de grano muy fino (0,6 × 0,05 mm a 0,2 × 0,02 mm) se presenta como alteración dentro de la plagioclasa.

Apatita (Ap). La apatita es escasa, se la encuentra como secciones hexagonales euhedrales con un tamaño menor a 0,25 mm, se incluyen dentro de muscovita y plagioclasa, tienen pocas inclusiones de circón y son mayormente límpidas.

Circón/Monacita. Principalmente como inclusiones dentro de muscovita y plagioclasa, son de un tamaño de grano muy fino (<0,05mm). Estos minerales accesorios son menos abundantes en relación a los granitos de dos micas antes descriptos.

Minerales Opacos (Opq). Los minerales opacos son prácticamente despreciables en estas rocas, solo se observan algunas inclusiones anhedrales en plagioclasa de grano fino (<0,05mm).

Amarillos de Uranio. Destacan los amarillos de uranio rellenando de fracturas en alguna muestra de los leucogranitos.

Kirschbaum (1990) destaca que en algunas muestras de esta facies se identificó la presencia de uraninita, pirita y fluorita, las cuales completarían la asociación mineral.

8.2.3 Enclaves monzograníticos

Los enclaves alojados en la facies Olaen son rocas holocristalinas, faneríticas, porfírica de matriz de grano fino. Los que afloran en el sector Olaen tienen una matriz con un tamaño de entre 0,2 y 0,5 mm, son color gris claro anaranjado y están compuestos por Kfs, Qtz, Bt, Opq y Ms. Los microfenocristales y la matriz se encuentran en similar proporción. Los microfenocristales son feldespatos rectangulares de grano medio de 3 × 2,5 mm a 11 × 4 mm, abundantes biotitas de 1 mm de longitud y en menor proporción cuarzos de 2 mm de diámetro y láminas de 2 mm de muscovita.

Por otro lado, los enclaves de la región de Mesa del Palmar tienen una matriz con un tamaño de grano de 1 a 2 mm de la cual sobresalen escasos fenocristales de cuarzo, feldespato alcalino, biotita, plagioclasa y muscovita de una matriz muy fina de igual composición mineral. A diferencia de la roca anterior el contenido de muscovita es mucho mayor y los fenocristales de Kfs (2 × 0,6 cm) menor. En la matriz los feldespatos son los minerales más abundantes, de color blanco y tamaños menores a los 2 mm. Los cristales de cuarzo están aislados, son poco abundantes y se caracterizan por ser marcadamente circulares y tamaño de 1 a 3,5 mm. Las biotitas se observan como pequeñas láminas abundantes y diseminadas en la roca de tamaños entre 0,5 y 3 mm de máxima longitud. Las muscovitas son menos abundantes que las biotitas, no están en contacto mutuo y poseen un tamaño de entre 0,5 × 1 mm y 1,5 × 1 mm.

Cuarzo (Qtz). Los cristales de cuarzo de la matriz van de subredondeados a cuadrados o con formas irregulares, son anhedrales tienen un tamaño de 0,2 a 0,5 mm de diámetro (Fig. 8.2 x, y). Son muy abundantes en la roca, son límpidos, no tienen inclusiones ni extinción ondulante. Los fenocristales de cuarzo tienen un tamaño de grano medio de 1 a 5 mm de diámetro, son subredondeados, no tienen inclusiones y están algo fracturados. En los enclaves de la región de Mesa del Palmar el cuarzo es el fenocristal más abundante.

Feldespato Potásico (Kfs). Corresponde a la variedad microclino y junto al cuarzo el mineral más abundante. En la matriz se destacan como tabulares, anhedrales, con macla en enrejado, por no presentar inclusiones y tener

un tamaño de grano de entre 0,2 y 0,5 mm. Los fenocristales de los granitos de la región Olaen son tabulares, anhedrales, cuentan con una variedad de inclusiones llegando a ser poiquilíticos, las cuales en su mayoría son finos cuarzos redondeados, alineados en los bordes y finos cristales de plagioclasa. Los cristales tienen macla de dos individuos y en enrejado, sus tamaños varían de 1,5 × 1 mm a 5 × 2 mm. No se observa textura pertítica en el feldespato alcalino del enclave. En cambio, en los enclaves de la región de Mesa del Palmar los fenocristales son tabulares poco abundantes, tienen similares características a los de la matriz, pero su tamaño de grano es de 2 × 1 mm.

Plagioclasa (Pl). Los cristales de los enclaves de la región Olaen tiene una abundancia media en la matriz, son tabulares y anhedrales. Tienen una marcada alteración sericítica en todo el cristal o en sus centros. Sus tamaños varían de 0,2 a 0,4 mm. Los fenocristales de plagioclasas son subhedrales, tabulares y tienen también una fuerte sericitización y moscovitización, principalmente en el centro de los cristales denotando la zonación composicional. La alteración dificulta la identificación clara de los mismos ya que la macla polisintética en muchos casos está prácticamente borrada. Su granulometría es de media a fina de 2,5 × 1,5 mm a 1 × 1 mm.

La plagioclasa en la región de Mesa del Palmar sus tamaños varían de 1 × 0,5 mm a 0,4 × 0,2 mm en la matriz, mientras que los fenocristales son tabulares, subhedrales y tienen macla de dos individuos y polisintética, con un tamaño de grano de 2,2 × 1 mm y alteración a sericita y muscovita.

Biotita (Bt). En el enclave de la región de Olaen es la mica por lejos más abundante, forma finas láminas de entre 0,2 y 0,5 mm de largo, tiene muy pocas inclusiones de minerales radiactivos y algunos opacos. Son subhedrales y no muestran una alteración significativa. Los cristales que constituyen los fenocristales son de grano medio a fino (2 × 1 mm a 1 × 0.3 mm), son tabulares, subhedros, tienen numerosas inclusiones de accesorios radiactivos y en menor proporción opacos adquiriendo una textura poiquilítica. En general son pardas fuertemente pleocroicas, en ocasiones se observa alteración a muscovita.

La biotita de la matriz en el enclave de la región Mesa del Palmar cuenta con un tamaño de grano de entre 0,1 mm y 0,5 mm de largo por 0,05 mm de ancho, forman Láminas rectangulares, subhedrales, tienen inclusiones de minerales radiactivos y opacos. Son muy poco abundantes en relación al contenido de muscovita. Los fenocristales de biotita tienen un tamaño de 1,5 × 1 mm, son subhedrales, tienen numerosos accesorios radiactivos, así como opacos y apatitas de grano fino (0,05 mm de diámetro). Muchos cristales muestran una variable alteración a muscovita desde nula hasta casi completa. En este último caso el resultado final es muscovita incolora, sin pleocroísmo, pero con alto contenido de minerales opacos alojados principalmente en los planos de clivajes, siendo los mismos óxidos e hidróxidos de hierro provenientes de la biotita primaria alterada. Cuando el reemplazo no fue completo se observan fases transicionales (especialmente visibles como franjas ahusadas dentro de muscovita), levemente coloreadas y con suave pleocroísmo en tonos de pardo.

Muscovita (Ms). Las muscovitas del enclave de Olaen son anhedrales están pobremente representadas, tienen un tamaño de 1,5 mm de máxima longitud, asociadas a biotitas. También cristales de grano fino se encuentran alterando a la plagioclasa.

Contrariamente, las muscovitas del enclave en la región Mesa del Palmar son muy abundantes en la matriz, son anhedrales a subhedrales, de formas irregulares, esqueléticas, a otras rectangulares. Tienen un tamaño de grano promedio en su máxima longitud de 0,22 mm y los mayores tienen tamaños de 0,5. En algunos casos como se mencionó antes se las encuentra asociadas a biotitas.

Apatita (Ap). Son euhedrales con tamaños en su sección basal hexagonal de 0,2 × 0,1 mm a menores de 0,05 mm de diámetro, generalmente como inclusiones dentro de Pl, Ms y Bt, aunque también se las halla en la matriz comúnmente asociada a minerales opacos.

Circón/Monacita. Pequeños cristales euhedrales, prismáticos, alojados en cuarzo de 0,05 a 0,1 mm de largo corresponden a circones. Hay otros minerales de alto relieve y de formas ovaladas o aciculares que podrían ser tanto monacita como circones.

Minerales Opacos (Opq). Abundantes, de formas subcirculares de 0,1 mm de diámetro a tabulares de 0,4 × 0,1 mm, son euhedrales y subhedrales, además se encuentran en menor proporción con formas irregulares rellenando espacios, asociado a la biotita y como inclusión de la misma.

8.2.4 Granito porfírico de megacristales de Tasti (facies Tasti)

La facies está representada por granitos con megacristales de microclino de hasta 10 cm de largo, en una matriz con una granulometría mayor a los 4 mm. La asociación mineral y la descripción mineral son tomados de Candiani *et al.*, (2008) y sus referencias. La asociación mineral la forman Qtz + Pl + Kfs + Bt + $Ms_{primaria}$ + Ap +Zrn + Opq (ilmenita y ulvospinela) + Rut ± And/Sill ± Uraninita.

El cuarzo se presenta como cristales anhedrales, con extinción ondulosa, conteniendo agujas de rutilo. La plagioclasa (oligoclasa) forma cristales subhedrales con leve zonación óptica. El microclino forma principalmente fenocristales que contienen inclusiones poiquilíticas de plagioclasas. La biotita se agrupa como paquetes de color pardo a pardo verdoso, con inclusiones de circón, apatita y minerales opacos, en general está levemente cloritizada y desferrizada, con ocasional desarrollo de rutilo capilar secundario. La muscovita es abundante, se presenta intercrecida con la biotita o en los bordes de reacción entre plagioclasa y microclino, contiene inclusiones de circón o apatita; además se observa muscovita secundaria como producto de la alteración de plagioclasa. Como minerales accesorios destacan apatita, circón, rutilo, minerales opacos (ilmenita y ulvospinela), sillimanita (poco frecuente) y uraninita incluida en las micas.

8.2.5 Monzogranitos/Sienogranitos porfíricos a equigranular con muscovita dominante (facies Santa Sabina Sur)

Se describe una roca fanerítica porfírica a equigranular gruesa de coloración gris a rosado pálido. Los fenocristales de feldespato potásico tienen formas tabulares, varían su tamaño de entre 1,0 × 0,5 cm y 3,5 × 0,5 cm. Estos fenocristales están inmersos en una matriz grisácea, de grano medio a grueso, cuarzo feldespática con moscovita como mica dominante y biotita siempre en marcada menor proporción inclusive ausente en algunas muestras. Destaca la presencia de berilo en una muestra con tamaños comprendidos entre los 0,5 × 0,1 cm y 0,6 × 0,2 cm. Los feldespatos que componen la matriz varían de colores grises a rosado pálido, con tamaños de entre 0,2 × 0,1 cm y 0,7 × 0,2 cm, con hábito tabular y formas subhedrales a anhedrales, estas últimas de marcado carácter intersticial. Los cristales de cuarzo presentan dimensiones del orden de los 0,1 a 0,6 cm de diámetro, coloración blanca grisácea a ligeramente translúcida y morfologías subcirculares a anhedrales. Las muscovitas son de tamaño medio a fino de 0,5 × 0,3 cm y 0,2 × 0,1 cm, subhedrales, de hábito tabular, incolora y con brillo nacarado típico. En algunas muestras la biotita está ausente, en otras se observan con tamaños menores a 0,2 cm poco abundantes y finalmente en entras donde eran levemente más abundantes sus tamaños están comprendidos entre 0,4 × 0,1 cm y 0,5 × 0,3 cm, con formas subhedrales a anhedrales, hábitos tabulares a irregulares y coloración pardo negruzca.

En las secciones delgadas se observa una asociación magmática conformada por Qtz - Kfs - Pl - Ms ± Bt como minerales principales. Los minerales accesorios son apatita y circón, monacita, berilo y algunos minerales opacos, se observan también minerales secundarios producto de la alteración de los feldespatos constituidos por sericita.

A continuación, se detallan las características mineralógicas y texturales que presenta esta facies a obtenidas a partir del estudio de secciones delgadas.

Cuarzo (Qtz). Los cristales presentes son de grano medio y fino, con tamaños de entre 1,8 a 7 mm de diámetro, de forma subcircular a irregular, anhedral, incoloro y de relieve muy bajo. Presenta una extinción ondulosa y colores de interferencia blanco a amarillo suave, contienen escasas inclusiones de biotita y presentan fracturación irregular.

Feldespato Potásico (Kfs). Se corresponden con la variedad microclino. Se observa una familia de grano medio, con tamaños de entre 3,5 × 2 mm a 6 × 3 mm, subhedrales a anhedrales, de hábito tabular a irregular, con las típicas maclas en enrejado, en contacto difuso con los demás cristales. Los fenocristales de este mineral presentan inclusiones de plagioclasas, cuarzos y muscovitas, esta última sin orientación preferente. Muestran bajo grado de sericitización.

Plagioclasa (Pl). Se distinguen 2 familias (Pl_a y Pl_b) de cristales de grano medio y fino, incoloros, de relieve bajo con dimensiones de entre 5 × 2 mm y 2 × 1,7 mm respectivamente, son subhedrales a euhedrales, de hábito

tabular, exfoliación perfecta, se identifica principalmente por su maclado polisintético característico. La familia Pl_a presenta inclusiones de cristales de muscovita sin orientación preferente, mientras que la familia Pl_b, se compone de cristales euhedrales incluidos en fenocristales de feldespato potásico.

Muscovita (Ms). Se distinguen distintos tipos de muscovitas (Fig. 8.2 z, aa). Se identifica una familia (Ms_a) de grano medio, con tamaños comprendidos entre 4 × 2 mm y 2 × 0,5 mm y finos de 0,5 × 0,5 mm y 1 × 0,5 mm. Son subhedrales, de hábito tabular a irregular de carácter intersticial, estas se hallan aisladas o asociadas biotitas con sus clivajes cruzados. Otra familia es de grano fino (Ms_b) (0,5 mm), las cuales se hallan formando una acumulación de cristales. La familia textural (Ms_c) es de grano fino, con dimensiones de 0,2 mm, de hábito tabular, de subhedrales a euhedrales y se encuentran hospedadas en cristales de plagioclasas homogéneamente distribuidas. Finalmente se reconoce una muscovita con óxidos de hierro en algunos planos de clivaje (Ms_d).

Biotita (Bt). En las rocas donde está pobremente representada, es de grano fino, con dimensiones de entre 1 × 0,5 mm a 1 × 0,7 mm, subhedrales a anhedrales, de hábito tabular a irregular, de relieve moderado, con extinción excelente, de coloración canela a marrón verdoso a nicoles paralelos y están presentes como inclusiones "resguardadas" en cristales de cuarzo. En donde es algo más abundante se presenta de grano medio a fino, con dimensiones de entre 2,5 × 0,5 mm y 1,2 × 0,7 mm, ambas con morfologías subhedrales a anhedrales, de hábito tabular a irregular.

Apatita (Ap). Se observan cristales de tamaño muy fino (< 2 mm), color gris oscuro, con formas, hexagonales y prismáticas, subhédricas a euhédricas, de relieve moderado. Se encuentra distribuida heterogéneamente en toda la sección delgada como inclusiones en cristales de cuarzo y muscovita. Presentan también inclusiones de circón.

Circón/Monacita. Se observan cristales de grano muy fino, prismáticos a subredondeados, de relieve muy alto, hospedados en cristales de muscovita.

Minerales Opacos (Opq). Son muy escasos, se identifican cristales de grano fino (0,1 a 0,4 mm de diámetro), subhedrales a anhedrales, con morfologías con tendencias cuadradas a subredondeadas y de carácter intersticial. Se asocian frecuentemente a circón y apatita.

8.2.6 Monzogranitos/Sienogranitos porfíricos de dos micas (facies Santa Sabina Norte)

Se trata de una roca holocristalina fanerítica porfírica con de pequeños fenocristales de grano medio, de color rojizo a rosado pálido, compuesta por feldespato potásico con tamaños de 1,5 × 0,5 cm y 2,5 × 0,4 cm de formas subhedrales y hábito tabular, sin orientación preferencial e inmersos en una matriz compuesta por cuarzo, feldespato, biotita más abundante que la muscovita.

Los feldespatos de la matriz son de grano fino (0,5 × 0,1 cm a 0,2 × 0,1 cm), de color rojizo a rosado pálido, con formas subhedrales y hábito tabular a irregular. Algunos feldespatos se encuentran fuertemente alterados.

Los cristales de cuarzo presentes, tienen tamaños de entre 0,2 a 0,6 cm de diámetro, con formas anhedrales subcirculares a irregulares y coloración grisácea a translúcida. Las biotitas muestran un tamaño de entre 0,2 × 0,1 cm a 0,7 × 0,2 cm, formas subhedrales a anhedrales y hábitos tabulares a irregulares y coloración pardo-negruzca típica. Por ultimo las muscovitas, tienen tamaños de entre 0,5 × 0,2 cm a 0,3 × 0,1 cm, forma subhedrales y hábito tabular, incoloro. Estas últimas se encuentran uniformemente distribuidas en la muestra de mano.

Cuarzo (Qtz). Se registran dos familias de cuarzos. La familia (Qtz_a) son de grano medio a grueso, de 2,5 a 7 mm de diámetro, incoloros con formas subcirculares a anhedrales e irregulares, extinción ondulosa, con escasas inclusiones, alguna muscovita de grano fino y circón. La familia (Qtz_b) es de grano fino (2 mm) de diámetro, subcircular, incolora, de extinción ondulante e incluida en cristales de feldespatos y muscovitas.

Feldespato Potásico (Kfs). El feldespato alcalino (microclino) lo constituyen cristales gruesos de hasta 14 × 2,4 y 1,9 × 1 mm, aunque la mayoría ronda los 7 × 4 mm a 4 × 3 mm los cuales se caracterizan principalmente por tener abundantes inclusiones de cuarzo, muscovita y plagioclasa. Son de formas subhedrales tabulares mientras que otros intersticiales son anhedrales de forma irregular, todos cuentan con maclas en enrejado típicas.

Plagioclasa (Pl). Las plagioclasas son de grano medio a fino (5 × 2 mm a 1 × 0,5 mm), subhedrales, de hábito tabular, incoloras, con relieve bajo, exfoliación perfecta, se reconoce principalmente por el maclado polisintético que presentan, contiene inclusiones de muscovita y también presentan en algunos cristales una fuerte alteración sericítica.

Muscovita (Ms). Se distinguen dos familias de muscovitas, basada en su granulometría. (Ms_a) de grano medio (2,1 × 1,8 mm a 5 × 2 mm), incolora, de relieve subhedrales, de hábito tabular, exfoliación excelente, la misma se encuentra en discontinuidad óptica con las biotitas. La familia de (Ms_b) son de grano medio fino (4 × 2 mm a <2 mm), subhedrales, esta familia se encuentra principalmente como siguiendo el clivaje de las biotitas.

Biotita (Bt). La familia de biotitas es de grano fino a medio (1 × 0,4 mm a 2,3 × 1 mm), subhedrales, de hábito tabular, relieve moderado, color marrón a nicoles paralelos y exfoliación excelente, se destaca además la presencia de halos pleocroicos, en todos los cristales.

Circón (Zrn). Se observan cristales de grano fino, prismáticos, de relieve muy alto e incoloro, hospedados en cristales de biotita y cuarzo, se distinguen principalmente por estar rodeados por halos de alteración.

Apatita (Ap). Se observan cristales de grano fino, de formas subhedrales a anhedrales, en sección hexagonal, incoloro, de relieve moderado y colores de interferencia altos (grises). Presentan también inclusiones de circón y monacita.

Opacos (Op). Se distinguen cristales de grano fino (0,3 a 0,5 mm de diámetro), colores marrones rojizos, subhedrales a anhedrales, con morfologías irregular a subredondeadas y fuerte fracturación.

9. QUÍMICA MINERAL

9. Química Mineral

En esta sección se presentan los datos de química mineral de las principales fases formadoras de las facies dominantes en las zonas de estudio. Los datos completos de química mineral se encuentran en las tablas anexas (desde la Tabla Anexo 2 a la Tabla anexo 26).

9.1 *Suite* Characato

9.1.1 Micas

Las micas trioctaédricas de la facies Olaen y Mula Muerta se caracterizan por poseer SiO_2 (%) = 34,92 – 33,56, Al total = 3,12- 3,39 (a.p.f.u.) con valores de Al^{IV}= 2,47 – 2,65 a.p.f.u. y tener un #Mg de entre 0,29 y 0,33. La concentración de flúor en estas micas varía de entre 0,42 % - 1,94 %. En el diagrama de clasificación de Tischendorf *et al.* (1997) se proyectan en la parte alta del campo de biotitas ricas en Fe^{2+} (Fig. 9.1 a). En relación a sus concentraciones de FeO^t y MgO las biotitas se asemejan a de las biotitas de granitos peraluminosos (por ejemplo, Nachit *et al.*, 1985; Rahman, 1994) (Fig. 9.1 b). Ejemplos de los minerales analizados se observan en las figuras 9.1 f-k.

La mica trioctaédrica en los leucogranitos de Santa Sabina ocurre como cristales de grano fino, muy escasa y como inclusión en cuarzo. Estas están muy enriquecidas en F (2,38 - 2,99 %) y cuentan con concentraciones de SiO_2 (%) = 35,81 – 36,11, Al^{IV}= 2,31 – 2,36 a.p.f.u. y un no muy elevado #Mg (0,21 – 0,20). También se proyectan en el campo de biotitas de granitos peraluminosos (Fig. 9.1 b).

En los enclaves en la facies Olaen tanto las micas de grano fino que conforman la matriz como los fenocristales cuentan con similitudes químicas. Se caracterizan por poseer valores de SiO_2 (%)= 35,14 – 36,16, una menor concentraciones de Al total (2,93 - 3,13 *a.p.f.u.)* en relación a los granitos y mayores contenidos de flúor (1,18% - 2,38%) (Fig. 9.1 c). Se clasifican como biotitas ricas en Fe^{2+} cuentan con valores del #Mg de entre 0,44 y 0,42. En los diagramas de MgO vs FeO^t las biotitas se proyectan próximos al límite de los campos calcoalcalino y peraluminoso (Fig. 9.1 b).

Las micas oscuras tienen un déficit de cationes en sitios octaédricos respecto de la cantidad teórica esperada para una mica trioctaédrica y muestran un ligero aumento en el contenido de Al total desde el enclave hacia la facies Santa Sabina (Fig. 9.1 d).

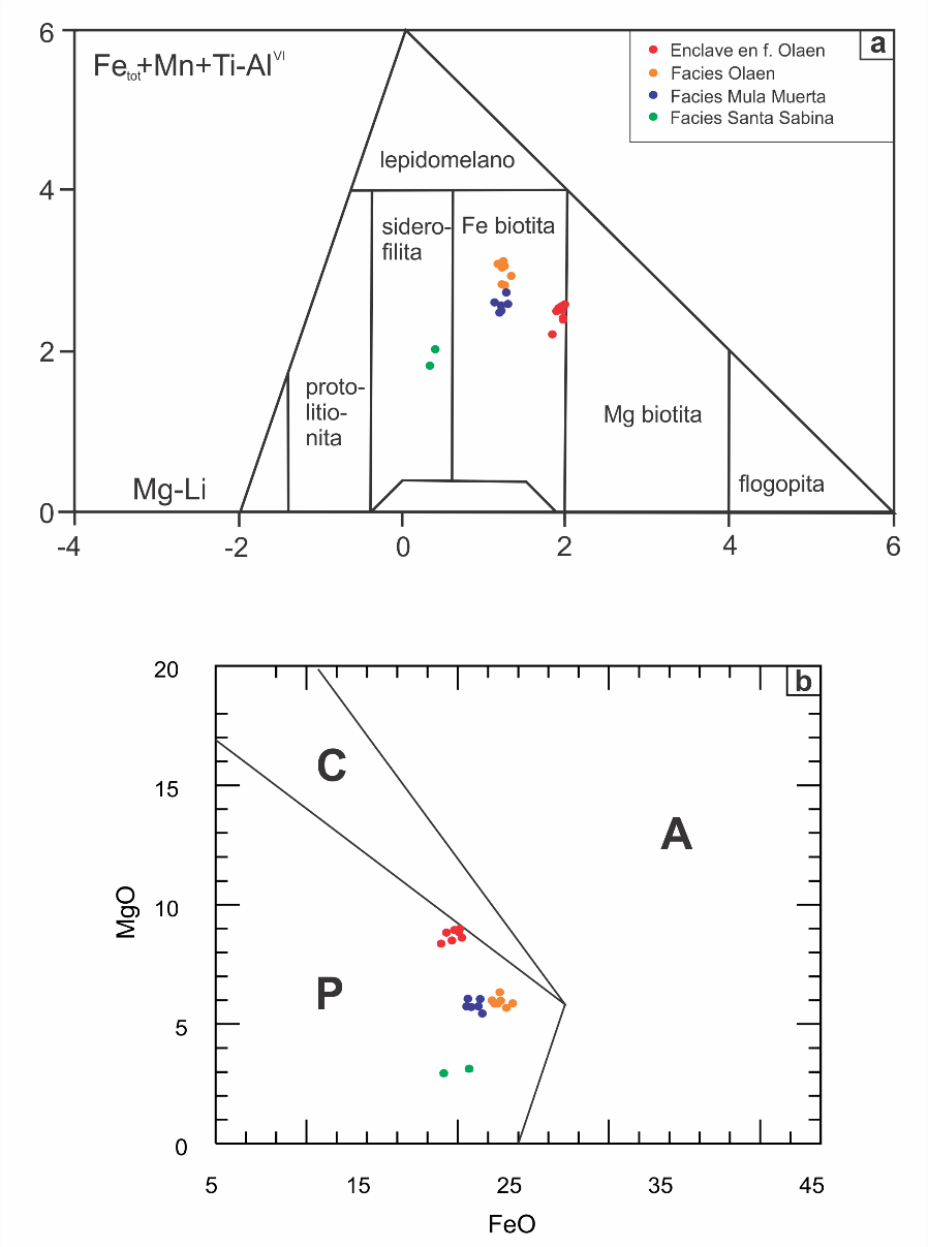


Fig. 9. 1. a) Parte supeRíor del diagrama de clasificación de micas propuesto por Tischendorf et al. (1997) en el que se proyectan las biotitas de los granitos de suite Characato. En el eje y: feal = (Fe+Mn+Mg-Al) [apfu]; en el eje x: mgli = (Mg-Li) [apfu]. b) Diagrama discriminante de biotita de FeO vs. MgO a partir de Abdel Rahman (1994): biotita en suites alcalinas anorogénicas (campo A), biotita en granitos peraluminosos (campo P) y biotita en suites de granitos calcalcalinos metaluminosos (campo C). Mismas referencias que figura (a).

Las micas dioctaédricas de la facies Olaen y Mula Muerta de textura gruesa subhedrales o finas euhedrales que se ubican como aisladas en la matriz o intercrecidas con biotita son todas químicamente similares. El contenido de Si y Al se encuentran en los rangos de 6,00 – 6,18 y 5,30 – 5,59 *a.p.f.u*, respectivamente. Los contenidos de Fe y Mg entre 0,27 – 0,38 y 0,13 – 0,19 *a.p.f.u.* respectivamente. El Na, K y Ti tienen contenidos que varían entre 0,05 – 0,24, 1,67 – 1,87 y 0,05 – 0,12 *a.p.f.u*, respectivamente. Todas se clasifican como muscovitas en el diagrama de clasificación de Tischendorf *et al.* (1997) (Fig. 9.1e) y tienen concentraciones de

F (% en peso) de 0,08 a 1,13. A diferencia de las anteriores, las muscovitas de grano fino alojadas en plagioclasa se destacan por sus bajos contenidos de Ti. Destacan un grupo de micas blancas finas alojadas en biotita y con clivajes cruzados respecto a ellas, las cuales se clasifican como fengitas y tienen leves diferencias con las anteriores como su contenido menor de (en *a.p.f.u,*) Na (0,03 – 0,06), Al (4,79 – 4,91) y mayor Mg (0,39 – 0,44) y Fe (0,39 – 0,46).

Las micas blancas dominantes de la facies de leucogranito de Mesa del Palmar tienen una composición entre muscovita y fengita, todas se proyectan en el campo de muscovitas primarias y sus concentraciones son muy semejantes a la de las micas blancas de los granitos de dos micas. El contenido de Si y Al se encuentran en los rangos de 5,97 – 6,31 y 4,89 – 5,56 *a.p.f.u*, respectivamente. Los contenidos de Fe y Mg entre 0,32 – 0,54 y 0,14 – 0,33 *a.p.f.u.* respectivamente. El Na, K y Ti tienen contenidos que varían entre 0,07 - 0,23, 1,71 – 1,89 y 0,05 - 0,11 *a.p.f.u,* respectivamente. Las concentraciones de F (% en peso) están en el rango de 0,73 y 1,22. Por otro lado, las muscovitas alojadas en plagioclasas mayormente ocupan el campo de las muscovitas secundarias y se destacan sobre todo por sus bajas concentraciones de TiO_2 (de hasta 0,66 %). Ambos tipos de micas blancas analizados se observan en las figuras 9.1 l, ll.

Las micas del leucogranito Santa Sabina, tanto las de grano medio, como la acumulación de muscovitas finas y las alojadas en plagioclasas muestran diferencias con las micas blancas de las rocas anteriores. El contenido de Si y Al se encuentran en los rangos de 6,06 – 6,17 y 4,83 – 5,22 *a.p.f.u*, respectivamente. Los contenidos de Fe y Mg entre 0,44 – 0,67 y 0,21 – 0,28 *a.p.f.u.* respectivamente. El Na, K y Ti tienen contenidos que varían entre 0,04 - 0,12, 1,82 – 1,91 y 0,01 - 0,10 *a.p.f.u,* respectivamente. Las concentraciones de F (% en peso) están en el rango de 1,22 a 3,27. Ejemplos texturales analizados se ven en las figuras 9.1 m, n.

Las micas blancas halladas en el enclave son infrecuentes, se reconocen dos tipos, una de grano fino euhedral que se aloja en biotitas, otra de grano fino asociada a minerales opacos de aspecto de reemplazo. De su composición destaca el contenido de Si y Al que se encuentran en los rangos de 6,22 – 6,38 y 4,75 – 4,84 *a.p.f.u*, respectivamente. Los contenidos de Fe y Mg entre 0,47 – 0,58 y 0,33 – 0,42 *a.p.f.u.*, respectivamente. El Na, K y Ti tienen contenidos que varían entre 0,04 - 0,09, 1,87 – 1,94 y 0,02 - 0,15 *a.p.f.u,* respectivamente. Las concentraciones de F (% en peso) están en el rango de 1,14 a 1,55.

En todas las micas la substitución celadonítica es la más importante, resultando en Si, $(Fe^{2+} + Mg)$ por Al^{IV}, Al^{VI}. Además, se observa la substitución paragonítica, siendo resultado de un intercambio de Na y K en los sitios intercapa.

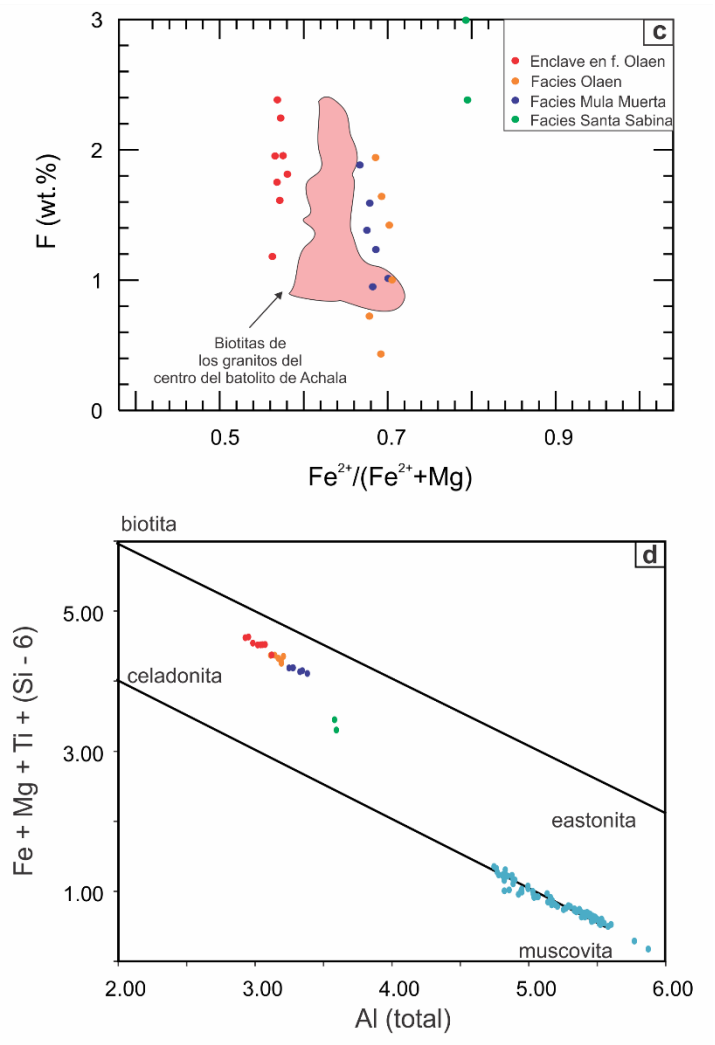
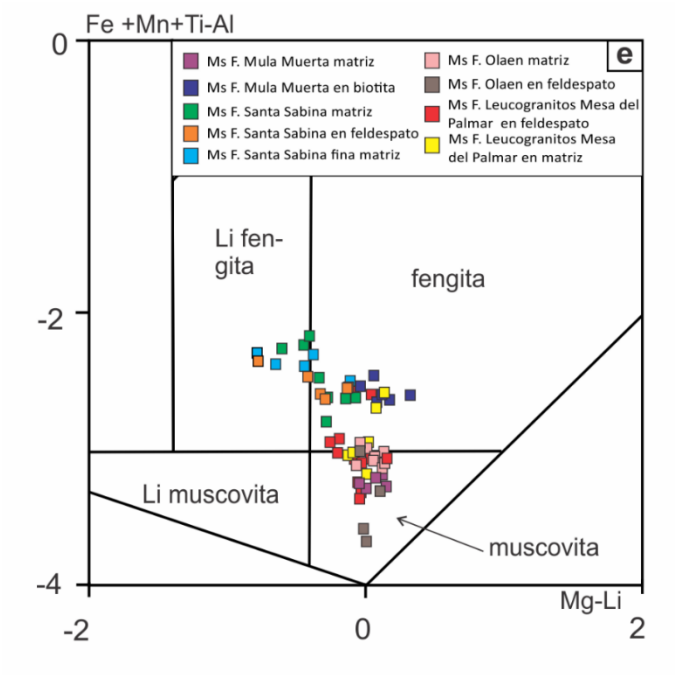


Fig. 9.1: c) Diagrama de $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ vs. F wt.%. Los datos de la química mineral para las biotitas de los granitos del centro del batolito de Achala son tomados de Dahlquist et al. (2014) (campo rojo); d) Proyección de la composición de las micas de la suite Characato en el diagrama Fe + Mg + Ti + (Si – 6) versus Al (total). En celeste se proyectan indiscriminadamente todas las muscovitas analizadas de la suite Characato; e) Parte inferior del diagrama de clasificación de micas propuesto por Tischendorf et al. (1997) en el que se proyectan las micas blancas discrimandas de los granitos de la suite Characato. En el eje y: feal = (Fe+Mn+Mg-Al) [apfu]; en el eje x: mgli = (Mg-Li) [apfu].

.



9.1.2 Feldespatos

Distintas familias de plagioclasas fueron identificadas en las láminas delgadas (Fig. 9.1 ñ – k). La plagioclasa de grano medio a grueso (Pl_a) de la facies Olaen cuenta con un núcleo de oligoclasa (Ab_{77} – Ab_{84}), que hacia el borde se va enriqueciendo en la componente albita (Ab_{84} – Ab_{90}). Destacan los bordes externos por ser más ricos en P_2O_5. La plagioclasa de grano medio (Pl_b) cuenta con una composición albítica (Ab_{92}-Ab_{97}) y no mostró zonación. La Pl_c de grano fino incluida en los fenocristales de feldespato alcalino tiene una composición dominantemente albítica con variación de centro a borde de Ab_{89} a Ab_{96}. El feldespato alcalino tiene una composición homogénea de Or_{90}-Or_{94}, con contenidos variables de BaO de hasta 0,36 % y de P_2O_5 de entre 0,13 % a 0,49 %. Los fenocristales de microclino tienen numerosas exsoluciones (pertitas) de composición albítica (Ab_{94}- Ab_{99}).

El enclave en la facies Olaen tiene plagioclasas con contenidos de An levemente mayores, los microfenocristales están dominados por un núcleo oligoclásico (Ab_{76}-Ab_{78}) de buen desarrollo areal, hacia el borde tiene una estrecha zona menos anortítica (Ab_{75}) y, finalmente, un borde externo fino más sódico (Ab_{81}) (Fig. 9.1 r, s). La plagioclasa de la matriz de grano fino de centro a borde varía de Ab_{74} a Ab_{82} y, finalmente, a un borde externo fino albítico (Ab_{90}-Ab_{97}) (Fig. 9.1 t). El feldespato alcalino tiene una composición de Or_{91}-Or_{92} con concentraciones de BaO de 0,21% a 0,67%, Sr de 0,08 % a 0,17% y P_2O_5 de 0,04 % a 0,18 %.

La plagioclasa dominante medida en la facies Mula Muerta varía de una composición de oligoclasa en el núcleo (Ab_{78}- Ab_{79}) a albita en los bordes (Ab_{97}-Ab_{98}). La plagioclasa de grano fino incluida en el fenocristal de feldespato alcalino es de composición albítica (Ab_{96}-Ab_{99}). Las exsoluciones en los fenocristales de feldespato tienen una composición de albita pura (Ab_{98}-Ab_{99}). Los fenocristales tienen una composición de Or_{91}-Or_{94}, con un contenido de P_2O_5 de 0,21% a 0,50 % y BaO de hasta 0,72%.

El leucogranito Mesa del Palmar se caracteriza por tener todas sus plagioclasas de composición albítica (Ab_{98}-Ab_{99}) (Fig. 9.1 u). El feldespato alcalino tiene una composición de Or_{91}-Or_{97} y contenidos de P_2O_5 de hasta 0,38%, mostrando por sectores reemplazos albíticos (Ab_{99}).

Los leucogranitos de Santa Sabina tienen también todas sus plagioclasas, tanto las de grano grueso como las de grano fino de composición albítica (Ab_{98}-Ab_{99}). El feldespato alcalino tiene una composición de Or_{92} y contenidos de P_2O_5 de hasta 0,42% y de BaO hasta 0,41%. Las exsoluciones en el feldespato son albitas (Ab_{98}).

9.1.3 Minerales accesorios identificados mediante EDS

Fue realizado en cada uno de los cortes delgados un estudio semicuantitavo con el objetivo de identificar minerales accesorios. En todas las rocas los minerales accesorios hallados son los siguientes: apatita, circón, monacita, ilmenita, rutilo, magnetita y ulvöespinela mayormente alojados en o adyacentes a las micas (Fig. 9.1 v – aa).

9.1.4 Apatitas

La composición de la apatita corresponde a flúorapatita (F = 5,25 % a 2,39 %). De la composición destaca que las apatitas de los enclaves están empobrecidas en Mn (0,23-0,40 %) en relación a los granitos (1,01 - 2.53 % promedio respectivamente.

9.1.5 Minerales Opacos

Los minerales opacos en los granitos de la región de Characato y Olaen son muy escasos, a pesar de ello algunos cristales pudieron ser medidos. En la facies Mula Muerta asociado a biotitas y apatitas un cristal de ilmenita se cuantificó. Sus concentraciones (% en peso) de TiO_2 son 53,6 - 58,72, ZnO de 0,3 a 1,6, MnO de 4,7 a 13,6 y FeO de 32,0 a 34,5. Este cristal cuenta con un borde externo de rutilo posiblemente producto de alteración (Fig. 9.1 w).

La abundancia de minerales opacos es mayor en los enclaves alojados en la facies Olaen. Abundan cristales de grano fino de ilmenitas incluidos en biotita y otros constituidos por una asociación de ilmenita, magnetita y rutilo (Fig. 9.1 y – aa). Destaca la presencia de cristales los cuales en parte están constituidos por magnetita y en parte por posible hematita.

9.2 Granitos fuertemente peraluminosos de Vinquis

9.2.1 Micas

Las micas trioctaédricas poseen SiO_2 (%) = 34,47 – 36,86; un contenido de Al total = 3,32 – 3,64 *a.p.f.u*, de los cuales corresponden a Al^{IV} = 2,47 – 2,60 a.p.f.u, y Al^{VI} = 0,74 – 1,13 a.p.f.u. Contienen una relación Mg/ Mg+Fe (Mg#) = 0,54 – 0,57 y se clasifican como biotitas ricas en Fe^{2+} (Fig. 9.2 a).

Las micas oscuras tienen un déficit de cationes en sitios octaédricos respecto de la cantidad teórica esperada para una mica trioctaédrica y muestran un ligero aumento en el contenido de Al total desde la facies A hacia la facies D (Fig. 9.2 b). La facies B muestra contenidos intermedios Al total, destacando que la muestra con granate de la facies B (VIN-2) tiene las mayores concentraciones. También las biotitas de las rocas más evolucionadas muestran los menores contenidos de Mg y los mayores de Fe. Por lo tanto la relación Fe/(Fe + Mg) es menor en las biotitas de las facies A y extrema en las más diferenciadas. Además, otra correlación grosera se reconoce para el flúor, en la cual las facies más evolucionadas (facies B y D) muestran los mayores contenidos (1,02 % 1,44 % en peso), mientras que la facies principal de Vinquis (facies A) tiene contenidos algo menores y más variables (0,55 % - 1,05 % en peso) (Fig. 9.2 c).

Las biotitas de los granitos fuertemente peraluminosos de Vinquis se proyectan en los campos de las biotitas de granitos peraluminosos (por ejemplo, Nachit *et al.*, 1985; Rahman, 1994), de manera diferente que los

granitos débilmente peraluminosos a metaluminosos tipo A Carboníferos de Sierras Pampeanas (Dahlquist *et al.*, 2010) (Fig. 9.2 d).

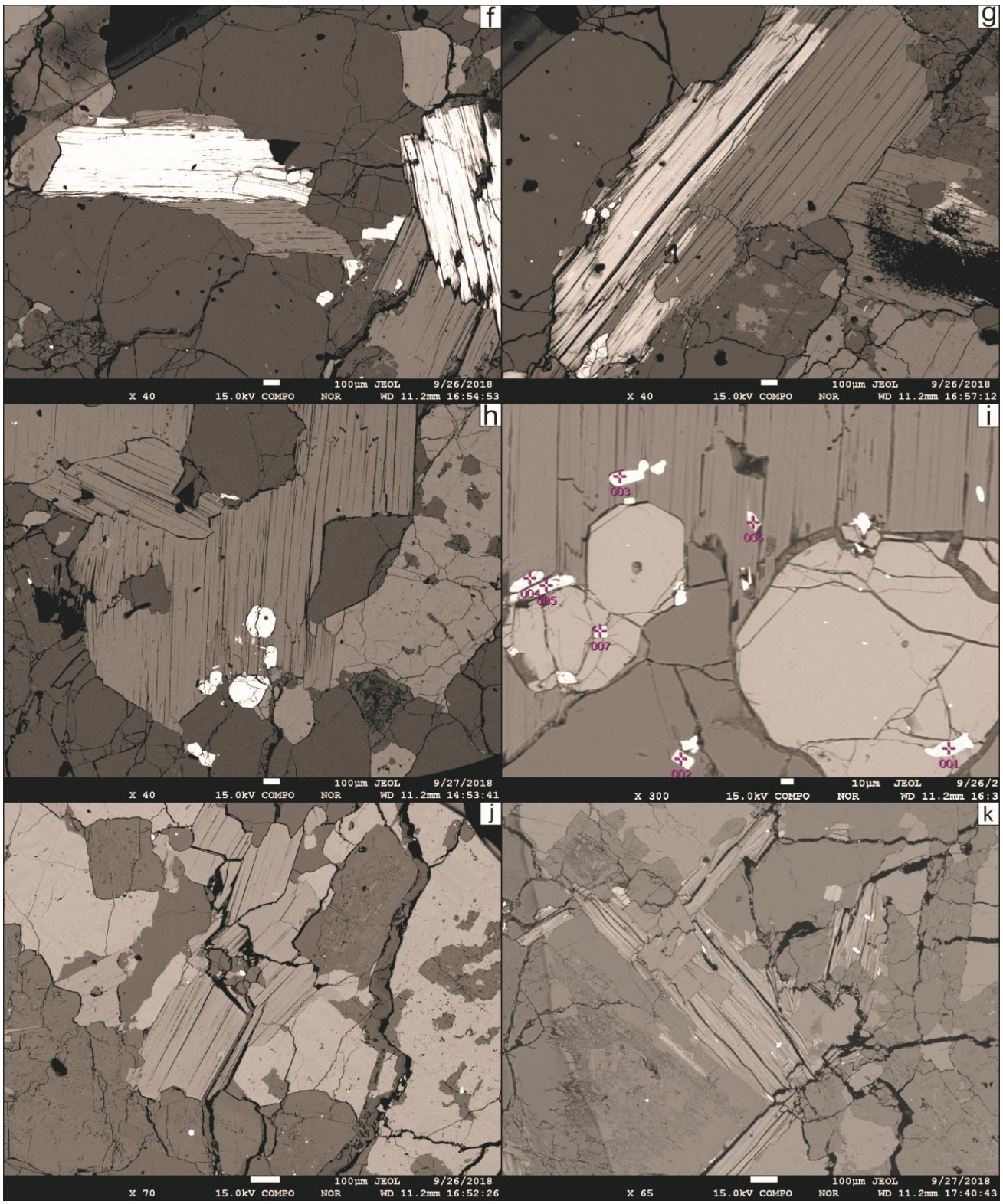


Fig. 9.1: f y g) Muscovita y biotitas analizadas en Facies Olaen; h e i) Apatitas analizadas en Facies Olaen y análisis semicuantitavos realizado a minerales accesoRíos que la acompañan (1 y 3: monacita; 2,4,5,6 y 7: circón); j)Muscovitas de la facies Mula Muerta analizadas; k) Muscovitas incluidas en biotita analizadas en facies Mula Muerta.

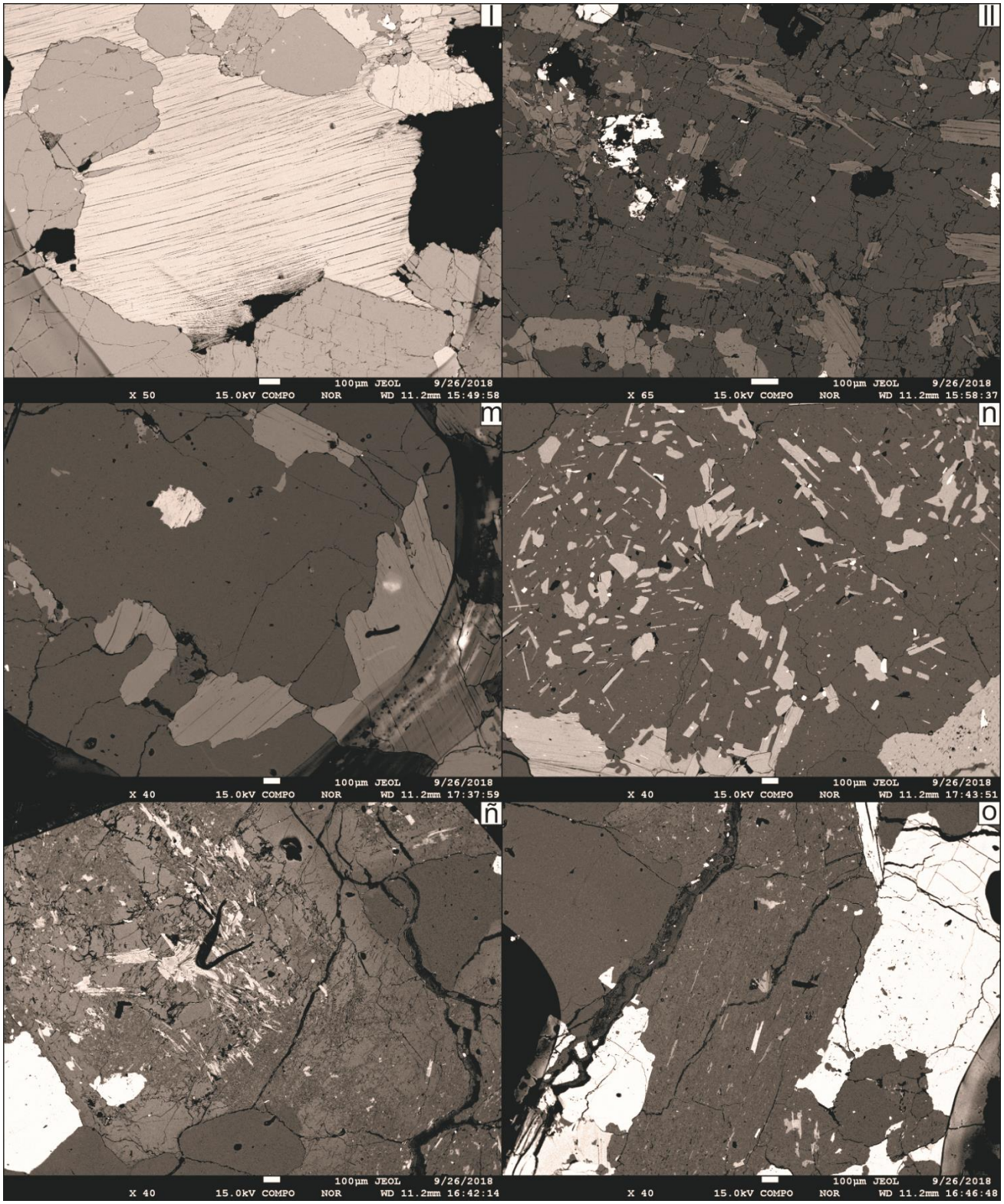


Fig. 9.1: l) Muscovita de grano medio de la facies de Leucogranitos de Mesa del Palmar analizada; ll) Muscovitas de grano fino alojadas en plagioclasa de la facies de Leucogranito analizadas; m) Biotita de grano fino incluida en cuarzo analizada de la facies Santa Sabina sur; n) Muscovitas de grano fino alojadas en feldespatos analizadas de la facies Santa Sabina sur; ñ) Plagioclasa de grano grueso analizada en la facies Olaen; o) Plagioclasa de grano medio media en facies Olaen.

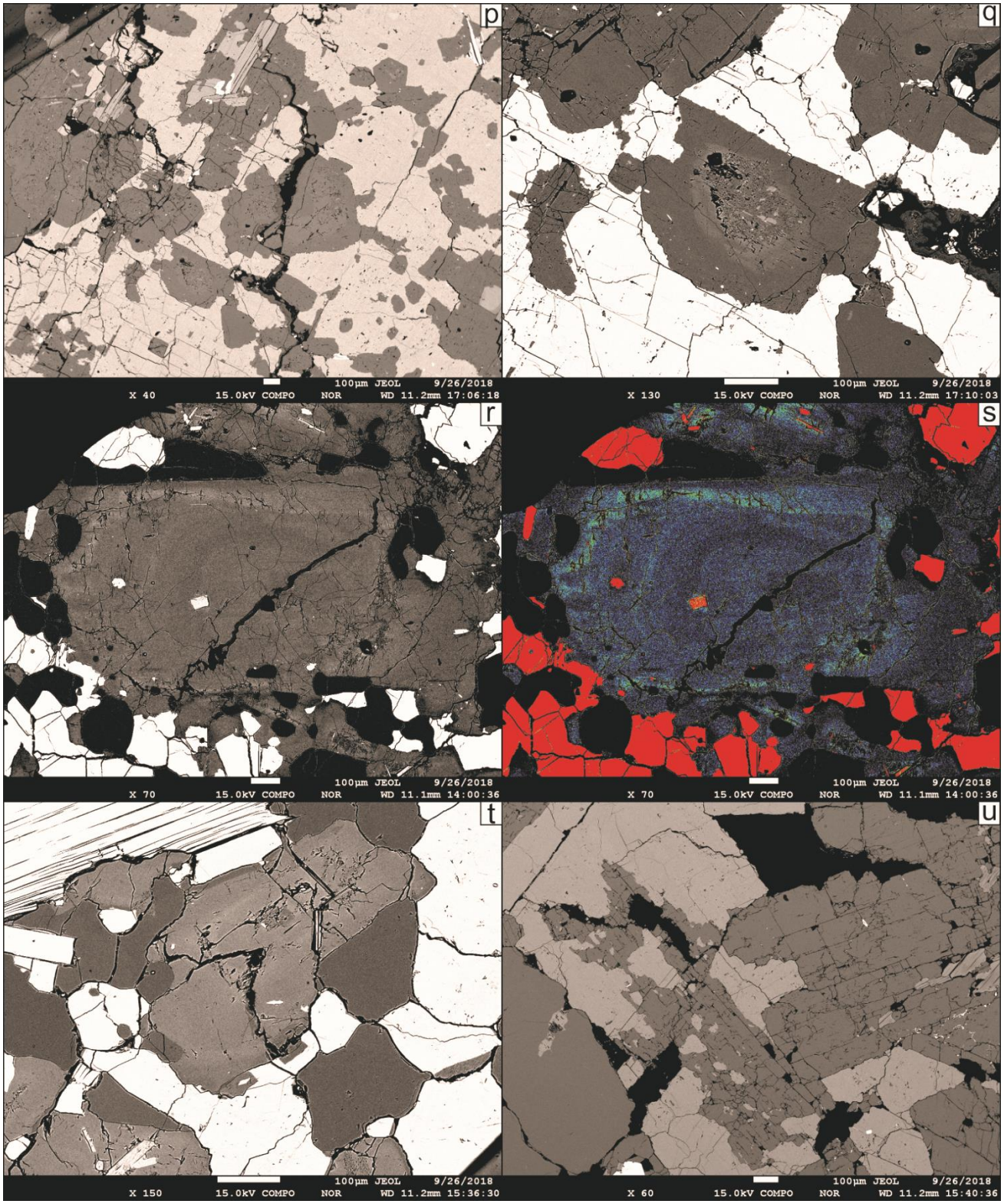


Fig. 9.1: p y q) Inclusiones de plagioclasas de grano fino y exsoluciones albíticas en fenocristales de feldespato alcalino.r y s) Zonacion mostrada por un pequeño fenocristal de plagioclasa, el cual fue medido, en el enclave granítico incluido en la facies Olaen;t) Plagioclasa de grano fino de la matriz analizada en el enclave; u) Gran cristal de albita a la derecha de la imagen y a la izquierda un cristal de feldespato alcalino parcialmente reemplazado por albita, ambos cristales medidos y pertenecientes a la facies de leucogranitos de Mesa del Palmar.

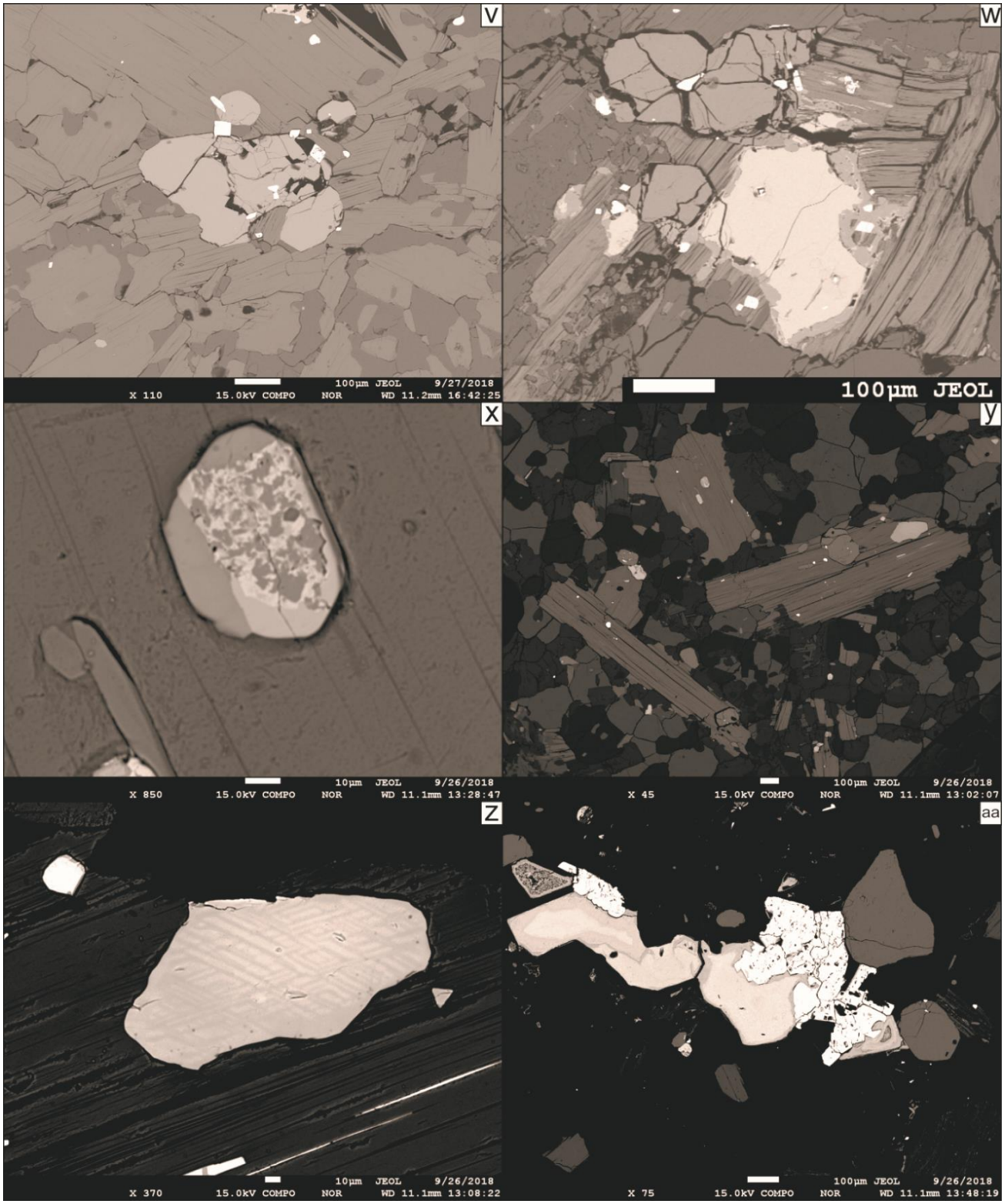


Fig. 9.1: v) asociación de apatitas y circones junto a muscovitas en la facies de Santa Sabina; w) Asociado a cristal de biotita, centrado se observa una ilmenita con un borde fino de reemplazo a rutilo. Los accesoRíos que acompañan la asociación mineral medidos con EDS son circón, monacita y apatita; x) Ilmenita parcialmente reemplazada por rutilo en el enclave de la facies Olaen, el borde más oscuro y los parches en el centro corresponden con rutilo; y) Cristales biotita medidos en el enclave; z) Textura de un cristal alojado en biotita con textura tipo tipo widmanstätten con dos fases exsueltas, una ilmenita que destaca por un pico de Nb en el EDS y la otra fase magnetita?; aa) Grandes cristales de minerales de oxidos de Fe en el enclave.

Las muscovitas más abundantes reconocidas en las láminas delgadas no muestran diferencias químicas significativas entre los diferentes tipos texturales (tanto las aisladas subhedrales, como las intercredidas con biotitas de grano medio o de grano fino (Fig. 9.2 f – k)). Todas ellas se clasifican como muscovitas (Fig. 9.2e) y poseen un contenido de cationes en sitios octaédricos muy cercano a los dos cationes por fórmula unidad de las micas dioctaédricas (Fig. 9.2 b). Las muscovitas se caracterizan por mostrar las siguientes concentraciones. El contenido de Si y Al se encuentran en los rangos de 6,09 – 6,23 y 5,33 – 5,47 *a.p.f.u*, respectivamente. Los contenidos de Fe y Mg entre 0,22 – 0,32 y 0,14 – 0,20 *a.p.f.u.* respectivamente. El Na, K y Ti tienen contenidos que varían entre 0,10 - 0,20, 1,70 – 1,82 y 0,04 - 0,12 *a.p.f.u*, respectivamente. Las concentraciones de F (% en peso) están en el rango de 0,15– 0,93 %.

Las muscovitas de las facies D y facies B (con granate) cuentan con los mayores contenidos de F (0,53-0,93 % en peso), mientras que los más bajos son los de la facies A (0,15 % - 0,43 % en peso). La relación Fe / Fe + Mg, tiene un comportamiento similar a las biotitas, donde la facies D tiene los valores más elevados siendo el Fe en principal elemento de cambio.

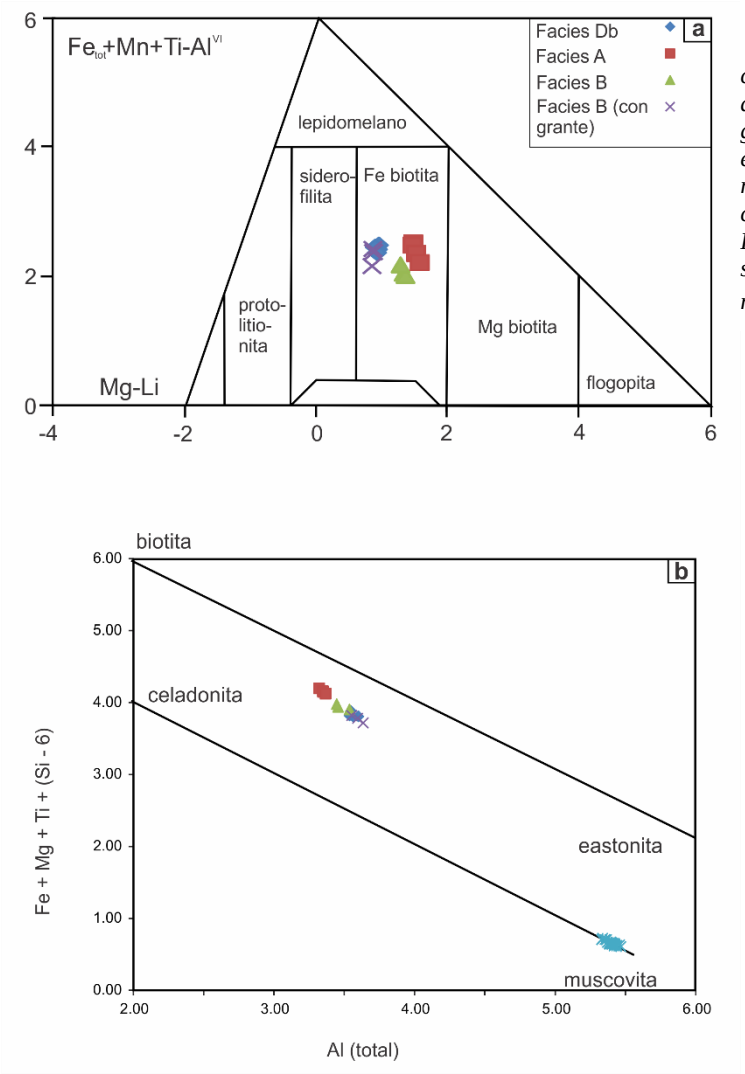


Fig. 9. 2: a) Parte superior del diagrama de clasificación de micas propuesto por Tischendorf et al. (1997) en el que se proyectan las biotitas de los granitos fuertemente peraluminosos de Vinquis. En el eje y: feal = (Fe+Mn+Mg-Al) [apfu]; en el eje x: mgli = (Mg-Li) [apfu]; b) d) Proyección de la composición de la micas de Vinquis en el diagrama Fe + Mg + Ti + (Si – 6) versus Al (total). En celeste se proyectan indiscriminadamente todas las muscovitas analizadas.

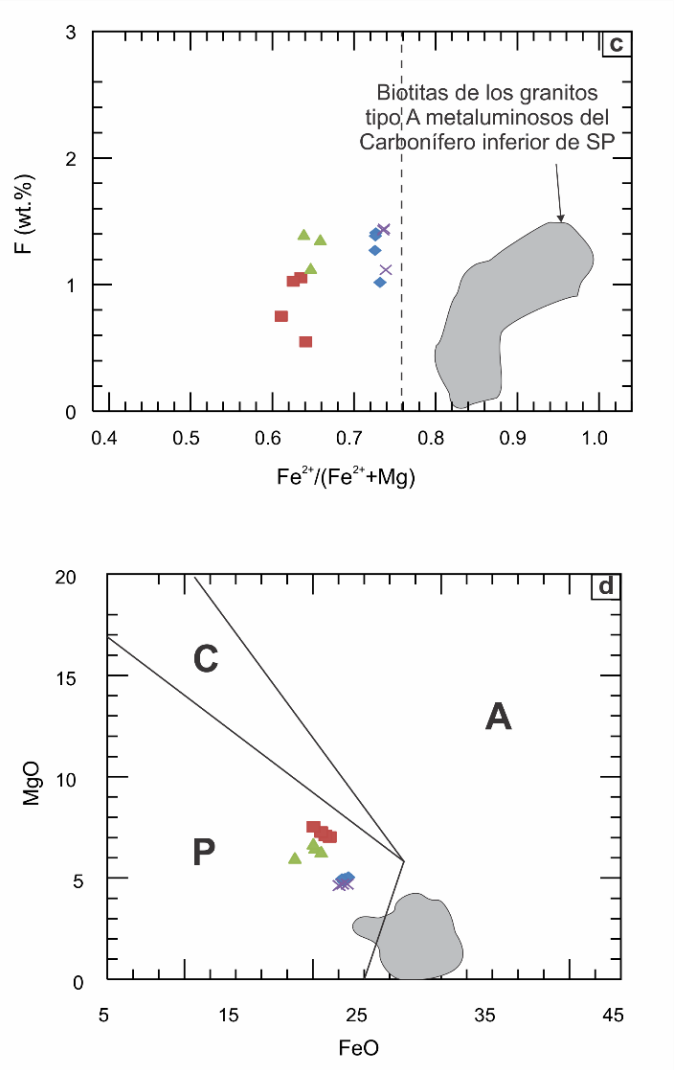


Fig. 9.2: c) Diagrama de $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ vs. F wt.%. Los datos de la química mineral para los granitos carboníferos tipo A son tomados de Dahlquist et al. (2010); d) Diagrama discriminante de biotitas de FeO vs. MgO a partir de Abdel Rahman (1994): biotita en suites alcalinas anorogénicas (campo A), biotita en granitos peraluminosos (campo P) y biotita en suites de granitos calcalcalinos metaluminosos (campo C); Fig. 9. 2: e) Parte inferior del diagrama de clasificación de micas propuesto por Tischendorf et al. (1999) en el que se proyectan las micas blancas de los granitos de Vinquis. En el eje y: feal = (Fe+Mn+Mg-Al) [apfu]; en el eje x: mgli = (Mg-Li) [apfu].

De manera similar a las micas de la *suite* Characato, la substitución celadonítica es la más importante junto a la substitución paragonítica.

9.2.2 Feldespatos

Con respecto a la plagioclasa, en general en todas las facies de los granitos fuertemente peraluminosos de la sierra de Vinquis, se reconocieron dos extremos texturales de plagioclasas: Pl_a, dominante en la matriz de la roca y Pl_c, de grano fino y como inclusión dentro de microclino (Fig. 9.2 l – n). Entre ambas familias se identificó un grupo de características intermedias (Pl_b).

En la facies menos evolucionada (facies A), la Pl_a varía de un núcleo de Oligoclasa de entre Ab_{77} – Ab_{81} a un borde grueso de composición intermedia Ab_{87} – Ab_{90}, finalizando con un borde externo de composición albítica (Ab_{95}). La Pl_c, siempre tiene una composición más evolucionada con núcleo de Oligoclasa (Ab_{88}) a bordes de composición Albítica (Ab_{97}). Las facies más félsicas (facies D) de Vinquis muestran muy leves diferencias, donde la Pl_a tiene una composición de oligoclasa (Ab_{83} – Ab_{87}), mientras que la Pl_c está constituida por un núcleo de Ab_{87} y un borde de Ab_{98}. En la facies de grano fino félsica (facies B) la Pl_a varía de Ab_{89} a Ab_{92}, la Pl_b de Ab_{91} a Ab_{96} y la Pl_c cuenta con una composición de albita pura (Ab_{97}). Es destacable como todos los bordes albíticos están empobrecidos en P_2O_5 en relación a los núcleos. En el caso de la roca con granate (facies B, VIN-2) se destaca la particularidad que las plagioclasas están intercrecidas/reemplazando al feldespato alcalino, danto todos los análisis composiciones de albitas casi puras.

La composición del feldespato alcalino varía entre Or_{87} y $Or_{94.}$ No hay marcadas variaciones entre los distintos feldespatos alcalinos de las diferentes facies ni de texturas distintas, solo que los más intersticiales no muestran los valores más bajos en el componente Or. Para destacar, los contenidos de P_2O_5 varían de 0,17 % a 0,57 % y el BaO alcanza concentraciones de hasta 0,60%. El P tiene una leve tendencia negativa en relación a los valores de Ba, mostrando los feldespatos empobrecidos en Ba los mayores contenidos de P.

9.2.3 Minerales accesorios identificados mediante EDS

A partir de un análisis semicuantitativo en estas rocas se identificaron los siguientes minerales accesorios: abundantes circones euhedrales y monacitas subredondeadas e ilmenitas asociados a las apatitas y micas (Fig. 9.2 ñ – y). También se identificó en una lámina de biotita, ilmenita y rutilo probamente como productos de alteración de la primera. Se identificó la presencia de un pequeño mineral secundario alojado en plagioclasa, constituido por CO_3(LREE) (bastnaesita secundaria?) en la facies B. En la facies D, asociada a un conjunto de a algunas monacitas se reconoció un óxido de Tántalo, probablemente como producto de alteración de la monacita (Fig. 18, 19), también se identificaron sillimanitas en esta facies.

9.2.4 Apatita

La composición de la apatita corresponde a flúorapatita (F= 4.9% a 3.31%, Tabla 5). De la composición destaca que las apatitas de la facies A están enriquecidas en Mn en relación a las otras dos facies (0.5 % y 2.8 % promedio respectivamente.

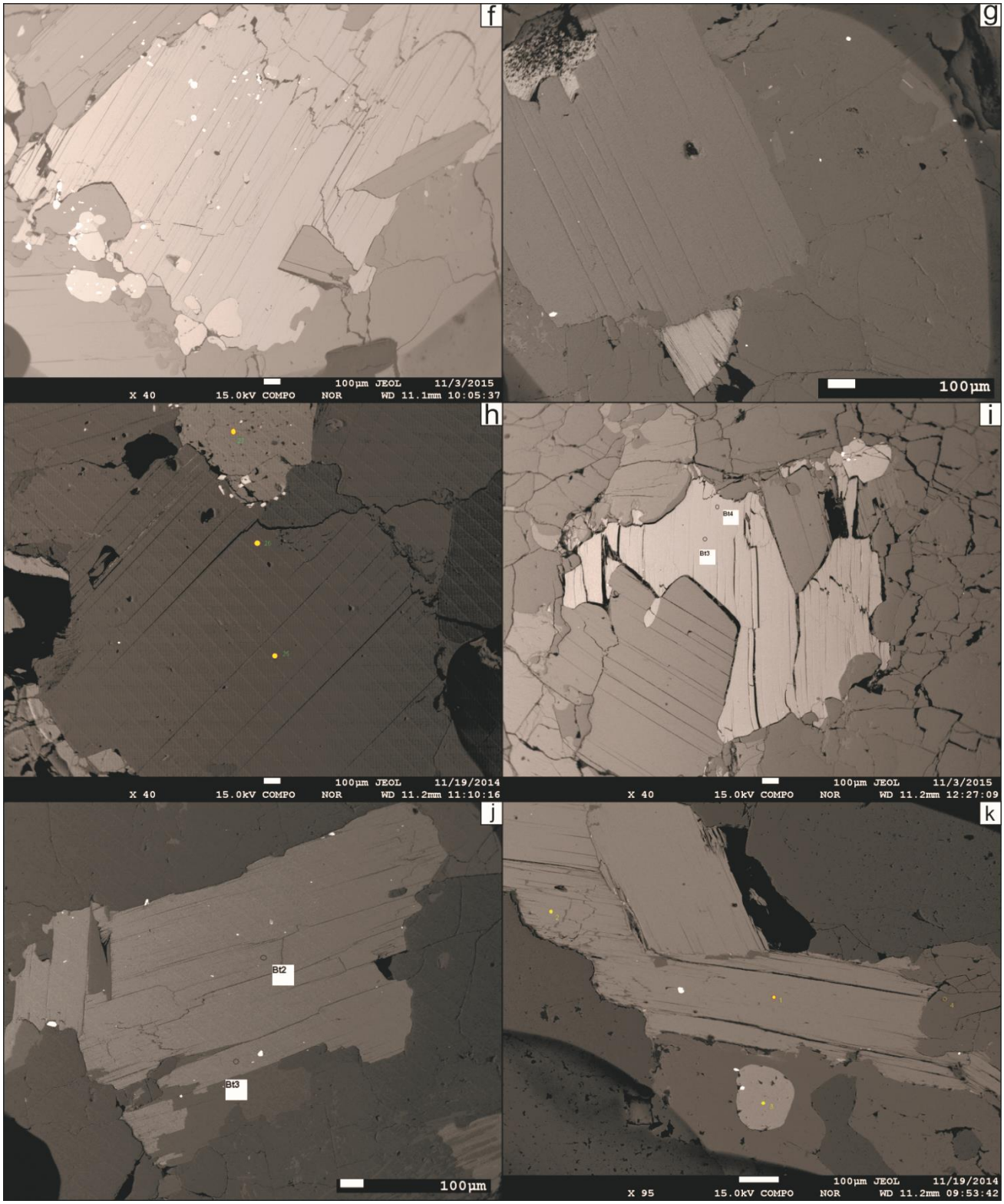
9.2.5 Granate

Solo fue hallado en una muestra de la facies 2 de Vinquis, la cual muestra una textura distintiva. Los granates son euhedrales y escasos, su tamaño varía entre 1 a 3 mm de diámetro.

Su composición está formada dominantemente por una solución sólida entre Almandino y Espesartina los cuales constituyen 95 % de la composición molecular. Piropo y grosularia completan la composición restante ($Alm_{56–61}$ $Py_{2.7–3.9}$ $Sp_{34–40}$ $Gr_{0.8–1.1}$ Uv_0 And_0). Se observa desde el centro de los granates hacia los bordes un progresivo enriquecimiento en el componente Alm y un empobrecimiento en Sp (Tabla x). Composiciones de este tipo son ampliamente reconocidas en granates que se desarrollan en rocas graníticas y aplitas (por ejemplo, Manning, 1983, Dahlquist *et al.*, 2007, Merino Martínez, 2014).

9.2.6 Minerales Opacos

Los minerales opacos en las rocas de la sierra de Vinquis son muy escasos en las láminas estudiadas. Solo pudieron ser analizados dos pequeños cristales en la facies B. Los cristales se encuentran como inclusión en biotitas y se corresponde con ilmenitas. Sus concentraciones (% en peso) de TiO_2 son 51,5 - 52,8, ZnO de 2,5 a 15,1, MnO de 5,0 a 6,0 y FeO de 38,4 a 21,0.


f
100µm JEOL 11/3/2015
X 40 15.0kV COMPO NOR WD 11.1mm 10:05:37
g
100µm
h
100µm JEOL 11/19/2014
X 40 15.0kV COMPO NOR WD 11.2mm 11:10:16
i
Bt4
Bt3
100µm JEOL 11/3/2015
X 40 15.0kV COMPO NOR WD 11.2mm 12:27:09
j
Bt2
Bt3
100µm
k
100µm JEOL 11/19/2014
X 95 15.0kV COMPO NOR WD 11.2mm 09:53:42

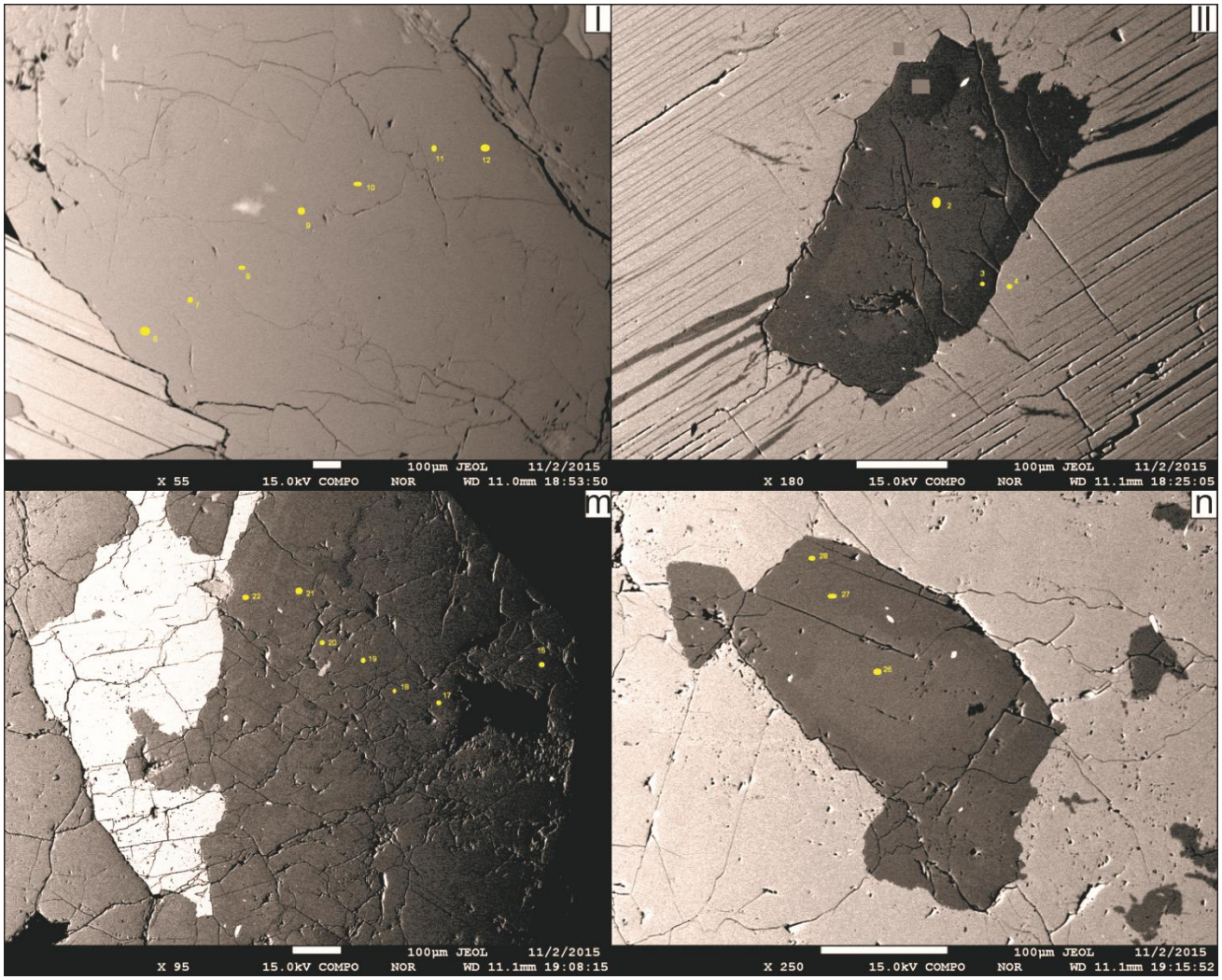


Fig. 9.2: f) Biotita de grano medio en contacto con clivajes cruzados con muscovitas de grano fino, ambos medidos en la facies Db. Destacan la abundacia de apatitas próximos a la biotita; g) Cristal subhedral de grano medio en contaco con uno fino de biotita, en la facies A, ambos medidos; h)Muscovita subhedral de grano medio en la facies B analizada; i) Biotita (de color claro) intercrecida con muscovitas (oscuras) analizada en facies B; j y k) Biotitas medidas en la facies B con granate; l) Perfil realizado a plagioclasa de grano grueso de Facies D; ll) Plagioclasa de grano fino incluida en el feldespato alcalino medida, en facies D; m) Perfil realizado a plagioclasa de grano grueso de Facies A; n) Plagioclasa de grano fino incluida en el feldespato alcalino medida, en facies A.

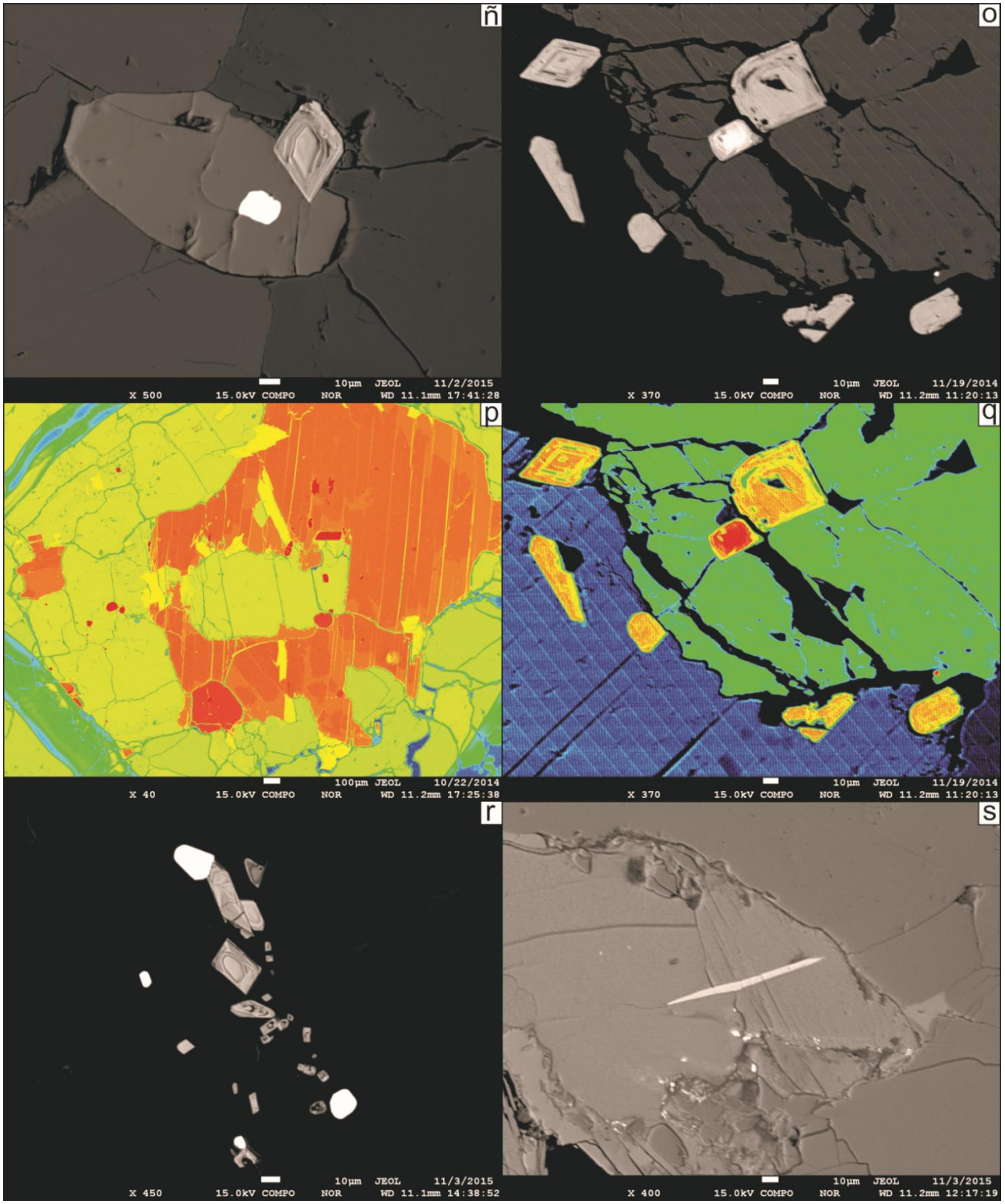


Fig. 9.2: ñ, o y q) Circón (gris claro), monacita (blanco brillante) y apatita (gris oscuro) en Facies B; p) ilmenita, circon, monacita y apatitas en facies A; r) Monacitas los más claros y subredondeados y prismáticos tetragonales euhedrales los circones, en la facies A; s) Cristal acicular de apatita en facies Db.

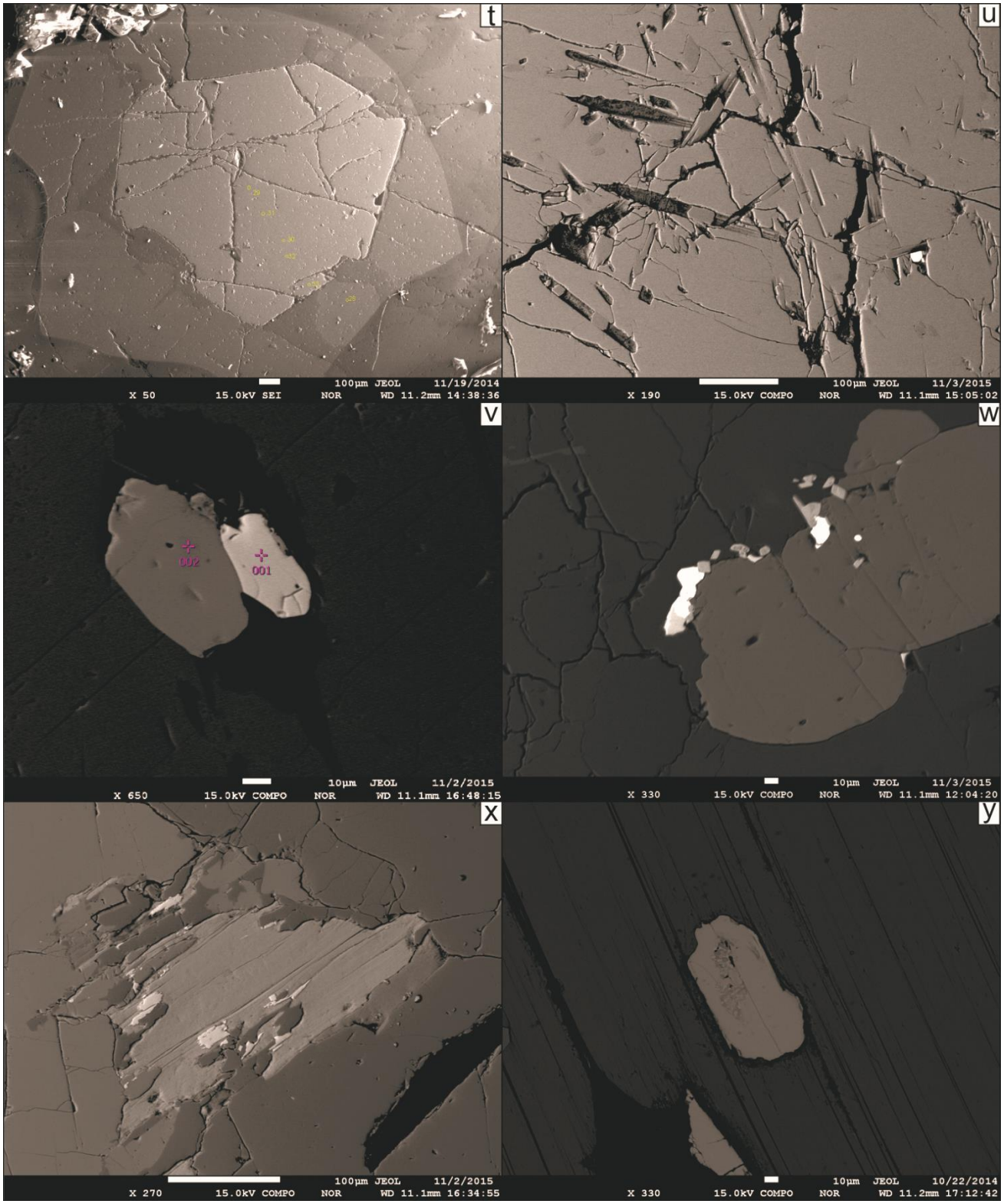


Fig. 9.2. t) Cristal de granate en facies B medido; u) Marcas de los lugares que ocuparon sillimanitas incluidas en cuarzo en Facies Db; v) Apatita e ilmentia incluidas en una mica en la facies B; w) asociación de circones y monacitas en facies D. La monacita indicada se asocia a un óxido de tantalio; x) Cristales de óxidos de Ti (secundarios) e ilmenita alojados en una biotita en la facies B; y) Ilmenita incluida en biotita en Facies A.

10. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

10. Geoquímica de roca total

10.1 Geoquímica de roca total para los granitos de la *suite* Characato

Los monzogranitos del sector norte del batolito de Achala, tienen un alto contenido en SiO_2 (69,6 % a 74,7 %) y un alto contenido en álcalis (7,75% a 8,92 %), proyectándose todas las muestras en el campo de los Granitos en el diagrama TAS (Fig. 10.1a). Todos los granitos son rocas fuertemente peraluminosas con una relación A/CNK (relación molar de $Al_2O_3/[CaO+Na_2O+K_2O]$) de entre 1,17 y 1,37. El índice de saturación de aluminio (ISA) calculado (Zen, 1986) es un poco más elevado (ASI = 1,25–1,50) ya que el contenido de P_2O_5 combinado con el CaO es restado (Fig. 10.1b). Ambos valores se encuentran en la Tabla 10.1.

Destacan todas estas rocas por estar muy empobrecidas en CaO (0,13 % a 0,89 %) así como en su índice de maficidad ($\Sigma FeO^t+MgO+TiO_2$), el cual varía de a 1,26 % a 3,31 %. En los diagramas de Frost *et al.* (2001) las rocas mayormente se proyectan en el campo álcali-cálcico, con un índice MALI de 8,25 % - 7,35 % (Fig. 10.1 c) y sobre el límite de granitos ferrosos y magnesianos (Fig. 10.1 d) (Fe* = 0,79-0,90). Cuando son proyectadas estas rocas en el diagrama A-B (A = A1 - (K + Na + 2Ca); B = Fe + Mg + Ti) (modificado por Villaseca *et al.*, 1998) casi todas las muestras se ubican en el campo de rocas muy félsicas peraluminosas, los enclaves y las rocas de la región de Tasti se proyectan en el campo de granitos moderadamente peraluminosos (Fig. 10.1 e).

Los altos contenidos P_2O_5 de estas rocas (0,25–0,46%) son una característica distintiva de estos granitos y también de otras rocas fuertemente peraluminosas devónico-carboníferas de Sierras Pampeanas (p. ej., plutón Capilla del Monte en Sierras de Córdoba y El Pilón stock en Sierra Brava, Dahlquist *et al.*, 2018).

En relación a los elementos traza de gran radio iónico (*LILE*) destaca el enriquecimiento en Rb (375 – 771 ppm), Cs (8 – 68 ppm) y Pb (20 – 30 ppm) y los bajos contenidos de Sr (27 – 127 ppm) y Ba (61 – 409 ppm), en relación a los promedios de la corteza continental (Rudnick y Gao, 2004) (Fig. 10.2). Las altas relaciones de Rb/Sr (11,2, promedio) y Rb/Ba (3,8, promedio) son una característica diagnostica de estos granitos.

Los elementos de alta intensidad de campo (*HFSE*) también muestran un comportamiento contrastante en relación a la corteza continental, el Th (8 – 43 ppm), U (2 – 7 ppm), Ga (22 – 26 ppm), Nb (23 – 42 ppm) y Ta (3 – 12 ppm), están marcadamente enriquecidos (Fig. 10.2). Contrariamente, el Y (5 – 20 ppm), Zr (59 – 240 ppm), Hf (2 – 7 ppm), V (10 – 50 ppm), Sc (2 – 5 ppm), LREE (58 -278 ppm) y HREE (4 – 9 ppm) se encuentran en proporciones mayores o similares en el caso de las rocas menos ricas en sílice y menores para las más evolucionadas (Fig. 10.2). Todos los granitos en estudio tienen una marcada anomalía de Eu (Eu/Eu* = 0,30–0,45) y un muestras patrón moderadamente cóncavo hacia arriba de REE ($[La / Yb]_N$ = 28,4 – 6,6) (Fig. 10.2).

Por último, los *MRFE Mantle Rock Forming Elements*, muestran bajos contenidos pero variables con relación a la corteza continental: Ni (0 – 4 ppm), Co (12- 47 ppm), Cu (3 -124 ppm), Zn (41 – 90 ppm) y Cr (4 – 14 ppm).

Batolito		Achala												
Unidad		Suite Characato												
Facies		Mula Muerta	Olaen	Olaen	Mula Muerta	Olaen	Leucogranito Mesa del Palmar	Leucogranito Mesa de la Mula Muerta	Santa Sabina Sur	Santa Sabina Norte	Granitos porfíricos gruesos	Olaen	Enclave en Facies Tasti	Enclave en facies Olaen
Sector		Characato	Olaen	Olaen	Mesa de la Mula Muerta	Mesa del Palmar	Mesa del Palmar	Mesa de la Mula Muerta	Santa Sabina Sur	Santa Sabina Norte	Tasti	Tasti	Tasti	Olaen
Latitud (S)		31.108764°	31.203308°	31.185629°	31.169791°	31.140333°	31.113932°	31.172346°	31.242589°	31.197887°	31.239407°	31.227261°	31.254202°	31.179271°
Longitud (O)		64.740785°	64.654703°	64.641981°	64.648613°	64.699499°	64.700111°	64.646171°	64.756528°	64.734698°	64.608513°	64.626237°	64.599548°	64.617988°
Muestra		CHA-14	CHA-40	CHA-48	CHA-42	CHA-15	CHA-21	CHA-43	SAB-1	SAB-21	TAS-30	TAS-29	TAS-33	OLA-14
Roca		Monzogranito de dos micas	Monzogranito de dos micas	Monzogranito de dos micas	Monzogranito de dos micas	Monzogranito de dos micas	Leucogranito	Leucogranito	Leucogranito	Monzogranito de dos micas	Monzogranito de dos micas	Monzogranito de dos micas	Enclave	Enclave
Elementos/Analisis	Límites de Detección	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2
SiO_2	0.01	72.69	72.98	70.64	72.87	74.17	74.67	73.13	72.69	71.69	69.63	70.27	69.93	68.92
TiO_2	0.01	0.21	0.23	0.22	0.17	0.17	0.12	0.14	0.13	0.20	0.42	0.30	0.59	0.41
Al_2O_3	0.01	14.54	14.38	15.20	14.41	14.20	13.52	14.24	14.98	15.04	15.06	15.52	14.84	14.73
FeO	-	1.61	1.63	1.65	1.36	1.22	0.97	1.40	-	-	-	-	-	-
Fe_2O_3	0.04	-	-	-	-	-	-	-	1.18	1.49	2.59	1.92	2.76	2.25
FeO_{tot}	-	1.61	1.63	1.65	1.36	1.22	0.97	1.40	1.06	1.34	2.33	1.73	2.48	2.02
MnO	0.01	0.05	0.03	0.04	0.06	0.04	0.03	0.03	0.08	0.02	0.06	0.05	0.04	0.04
MgO	0.01	0.40	0.36	0.34	0.27	0.24	0.17	0.16	0.27	0.35	0.56	0.45	0.76	0.54
CaO	0.01	0.56	0.57	0.67	0.48	0.54	0.40	0.13	0.57	0.66	0.84	0.89	1.89	0.72
Na_2O	0.01	3.06	3.07	2.80	3.24	3.27	2.94	3.05	3.89	3.55	3.42	3.35	3.41	3.25
K_2O	0.01	5.06	5.30	6.12	4.94	4.63	4.81	4.77	4.40	5.33	5.08	5.36	4.59	6.06
P_2O_5	0.01	0.30	0.32	0.25	0.35	0.25	0.32	0.40	0.42	0.33	0.46	0.27	0.22	0.35
LOI	-5.1	1.19	1.12	1.18	1.02	1.26	1.04	1.37	1.20	1.20	1.70	1.40	0.70	2.50
TOTAL	0.01	98.48	98.87	97.92	98.16	98.74	97.95	97.45	99.83	99.87	99.82	99.83	99.79	99.78
X_{Fe}		0.80	0.82	0.83	0.83	0.84	0.85	0.90	0.80	0.79	0.81	0.79	0.77	0.79
K_2O+Na_2O		8.12	8.37	8.92	8.18	7.90	7.75	7.82	8.29	8.88	8.50	8.71	8.00	9.31
K_2O/Na_2O		1.65	1.73	2.19	1.52	1.42	1.64	1.56	1.13	1.50	1.49	1.60	1.35	1.86
CaO/Na_2O		0.18	0.19	0.24	0.15	0.17	0.14	0.04	0.15	0.19	0.25	0.27	0.55	0.22
ASI		1.34	1.30	1.28	1.34	1.32	1.35	1.50	1.34	1.25	1.30	1.26	1.10	1.19
AI		0.72	0.75	0.74	0.74	0.73	0.74	0.72	0.75	0.77	0.74	0.73	0.71	0.81
A/CNK		1.26	1.22	1.22	1.25	1.25	1.26	1.37	1.23	1.17	1.19	1.20	1.06	1.11
A/NK		1.38	1.33	1.35	1.35	1.37	1.35	1.40	1.34	1.30	1.35	1.37	1.40	1.24
Maficidad		2.22	2.22	2.21	1.80	1.63	1.26	1.70	1.46	1.89	3.31	2.48	3.83	2.97
ppm														
Cs	0.1	27.71	10.72	15.89	36.86	28.58	22.02	15.08	67.90	15.10	8.30	8.70	7.80	25.90
Rb	0.1	375.60	401.40	510.50	593.30	600.20	534.70	516.80	771.10	482.90	398.10	420.00	284.10	556.90
Sr	0.5	65.30	64.50	86.70	38.90	47.80	30.50	33.90	26.60	56.90	127.00	102.50	238.50	78.10
Ba	1	217.00	227.90	312.20	124.20	133.90	85.50	122.90	61.00	185.00	315.00	409.00	897.00	339.00
La	0.1	23.78	29.33	30.74	21.22	23.32	11.74	16.81	13.60	27.70	62.80	55.10	108.20	69.40
Ce	0.1	52.16	66.65	72.38	50.81	51.82	26.44	35.32	30.30	60.50	131.50	113.00	213.60	159.30
Pr	0.02	6.38	8.19	9.15	6.47	6.43	3.29	4.15	3.36	7.54	15.00	13.11	23.09	18.92
Nd	0.3	23.41	30.44	34.29	24.64	23.43	11.91	14.56	12.70	28.90	53.40	47.40	79.50	69.50
Sm	0.05	5.45	6.69	6.54	5.45	4.85	2.63	2.76	2.76	5.91	9.18	7.78	10.33	13.59
Eu	0.02	0.58	0.61	0.75	0.42	0.49	0.29	0.27	0.25	0.57	0.87	0.80	1.54	0.85
Gd	0.05	4.43	4.78	3.98	3.46	3.24	1.98	1.65	2.28	4.64	5.96	4.99	6.57	8.97
Tb	0.01	0.76	0.73	0.54	0.49	0.48	0.35	0.24	0.36	0.58	0.74	0.60	0.72	1.06
Dy	0.05	4.15	3.53	2.78	2.50	2.54	2.07	1.30	1.82	2.66	3.41	2.83	3.21	4.48
Ho	0.02	0.72	0.56	0.48	0.43	0.46	0.38	0.24	0.28	0.38	0.56	0.48	0.53	0.64
Er	0.03	1.77	1.34	1.27	1.08	1.22	1.10	0.67	0.95	1.03	1.61	1.39	1.44	1.70
Tm	0.01	0.26	0.18	0.18	0.16	0.18	0.18	0.12	0.11	0.11	0.20	0.17	0.18	0.20
Yb	0.05	1.50	1.06	1.12	1.08	1.15	1.19	0.84	0.77	0.82	1.49	1.41	1.23	1.25
Lu	0.01	0.22	0.14	0.15	0.15	0.17	0.17	0.12	0.09	0.11	0.23	0.18	0.17	0.18
U	0.1	3.40	3.70	6.30	3.40	2.50	3.90	4.10	3.00	3.40	6.90	4.70	4.40	15.30
Th	0.2	16.30	25.10	27.80	23.10	18.50	12.00	14.00	8.40	21.60	42.80	32.20	49.90	55.10
Y	0.1	20.20	14.70	12.80	11.60	12.80	11.20	5.20	9.40	11.20	15.30	13.80	15.60	19.20
Nb	0.1	22.60	26.40	24.80	42.30	29.70	39.10	39.20	39.20	23.60	36.70	27.90	15.40	24.60
Zr	0.1	106.10	120.90	109.50	96.00	97.10	59.00	70.40	59.70	120.10	239.80	173.00	318.70	262.50
Hf	0.1	3.38	3.71	3.47	3.22	3.09	2.08	2.33	2.30	3.50	6.70	4.90	8.00	7.70
Ta	0.1	2.94	2.94	3.56	7.32	7.63	6.79	7.25	12.40	2.90	3.80	4.10	1.40	2.30
Cr	14	7.60	4.90	7.20	5.00	3.80	3.90	5.40	<14	<14	<14	<14	14.00	<14
Sc	1	4.50	3.40	2.50	2.50	2.50	3.40	3.00	2.00	2.00	4.00	4.00	5.00	3.00
V	8	18.60	16.10	20.30	13.60	17.10	10.20	10.40	26.00	17.00	27.00	23.00	50.00	40.00
Ga	0.5	22.10	22.60	25.40	26.20	24.40	24.40	25.50	26.10	24.00	23.30	25.00	24.90	21.30
Pb		27.50	30.10	30.40	22.20	21.00	20.30	21.90	-	-	-	-	-	-
Ni	20	3.80	2.60	2.50	0.20	1.90	0.00	1.30	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Be	1	-	-	-	-	-	-	-	21.00	12.00	7.00	20.00	4.00	7.00
Co	0.2	-	-	-	-	-	-	-	30.00	12.20	41.70	46.90	21.20	70.20
Sn	1	-	-	-	-	-	-	-	9.00	5.00	9.00	8.00	4.00	7.00
W	0.5	-	-	-	-	-	-	-	156.80	82.10	126.00	128.10	82.70	199.00
Cu		4.50	36.70	124.70	8.00	20.00	3.20	17.30	-	-	-	-	-	-
Zn		77.70	63.00	72.80	77.90	90.00	40.90	50.60	-	-	-	-	-	-
Rb/Sr	-	5.75	6.22	5.89	15.25	12.56	17.53	15.24	28.99	8.49	3.13	4.10	1.19	7.13
Rb/Ba	-	1.73	1.76	1.64	4.78	4.48	6.25	4.21	12.64	2.61	1.26	1.03	0.32	1.64
Al	-	76952.95	76106.15	80446.00	76264.93	75153.50	71554.60	75365.20	79281.65	79599.20	79705.05	82139.60	78540.70	77958.53
ΣLREE (La a Sm)	-	111.18	141.30	153.10	108.59	109.85	56.01	73.60	62.72	130.55	271.88	236.39	434.72	330.71
ΣHREE (Gd a Lu)	-	13.81	12.32	10.50	9.35	9.44	7.42	5.18	6.66	10.33	14.20	12.05	14.05	18.48
ΣREE	-	125.57	154.23	164.35	118.36	119.78	63.72	79.05	69.63	141.45	286.95	249.24	450.31	350.04
$(La/Yb)_{N\ Boyton\ 1984}$	-	10.69	18.65	18.50	13.25	13.67	6.65	13.49	11.91	22.77	28.42	26.35	59.31	37.43
$(La/Sm)_{N\ Boyton\ 1984}$	-	2.74	2.76	2.96	2.45	3.02	2.81	3.83	3.10	2.95	4.30	4.45	6.59	3.21
$(Ce/Yb)_{N\ Boyton\ 1984}$	-	8.99	16.26	16.72	12.17	11.66	5.75	10.88	10.18	19.08	22.83	20.73	44.92	32.96
$(Ce/Sm)_{N\ Boyton\ 1984}$	-	2.31	2.40	2.67	2.25	2.58	2.43	3.09	2.65	2.47	3.46	3.51	4.99	2.83
$(Gd/Yb)_{N\ Boyton\ 1984}$	-	2.35	2.25	3.59	2.83	2.55	1.33	1.57	4.51	3.19	2.82	4.26	5.72	2.36
$(Eu/Eu^*)_N$	-	0.36	0.33	0.45	0.30	0.38	0.39	0.39	0.30	0.33	0.36	0.39	0.57	0.24
10,000 × Ga/Al	-	2.87	2.97	3.16	3.44	3.25	3.41	3.38	3.29	3.02	2.92	3.04	3.17	2.73
Zr + Nb + Ce + Y	-	201.06	228.65	219.48	200.71	191.42	135.74	150.12	138.60	215.40	423.30	327.70	563.30	465.60
M	-	1.13	1.17	1.20	1.14	1.13	1.10	1.03	1.18	1.24	1.24	1.23	1.40	1.33
T_{Zr}	-	770.00	778.10	767.90	761.00	762.90	724.60	743.60	720.80	772.50	834.70	805.20	849.20	835.90
TAp	-	848.03	895.53	836.37	878.63	856.25	883.42	794.01	913.89	918.46	920.68	857.59	944.00	942.90
Dmz	-	0.92	0.95	0.96	0.93	0.92	0.91	0.84	0.95	1.00	0.99	0.98	1.12	1.07
TMnz	-	806.57	819.79	825.70	801.93	804.03	750.65	786.17	752.93	803.68	872.37	861.28	888.33	874.50

Tabla 10. 1: Concentraciones de elementos mayoritarios (en %) y de elementos traza (en ppm) de los granitos de la suite Characato. El hierro total como FeO; XFe = FeO / (FeO + MgO). TZr (° C) se calculó siguiendo a Watson y Harrison (1983), TAp (° C) se calculó siguiendo a Bea et al. (1992), se calculó TMnz (° C) siguiendo a Montel (1993). ASI según Zen (1986) = Todos los valores de ASI calculados utilizando CaOcorr. CaOcorr = Todos los valores de CaO suponiendo que todo P_2O_5 está en apatito CaOcorr = CaO (% mol) - 3.33 x P2O5 (% mol).

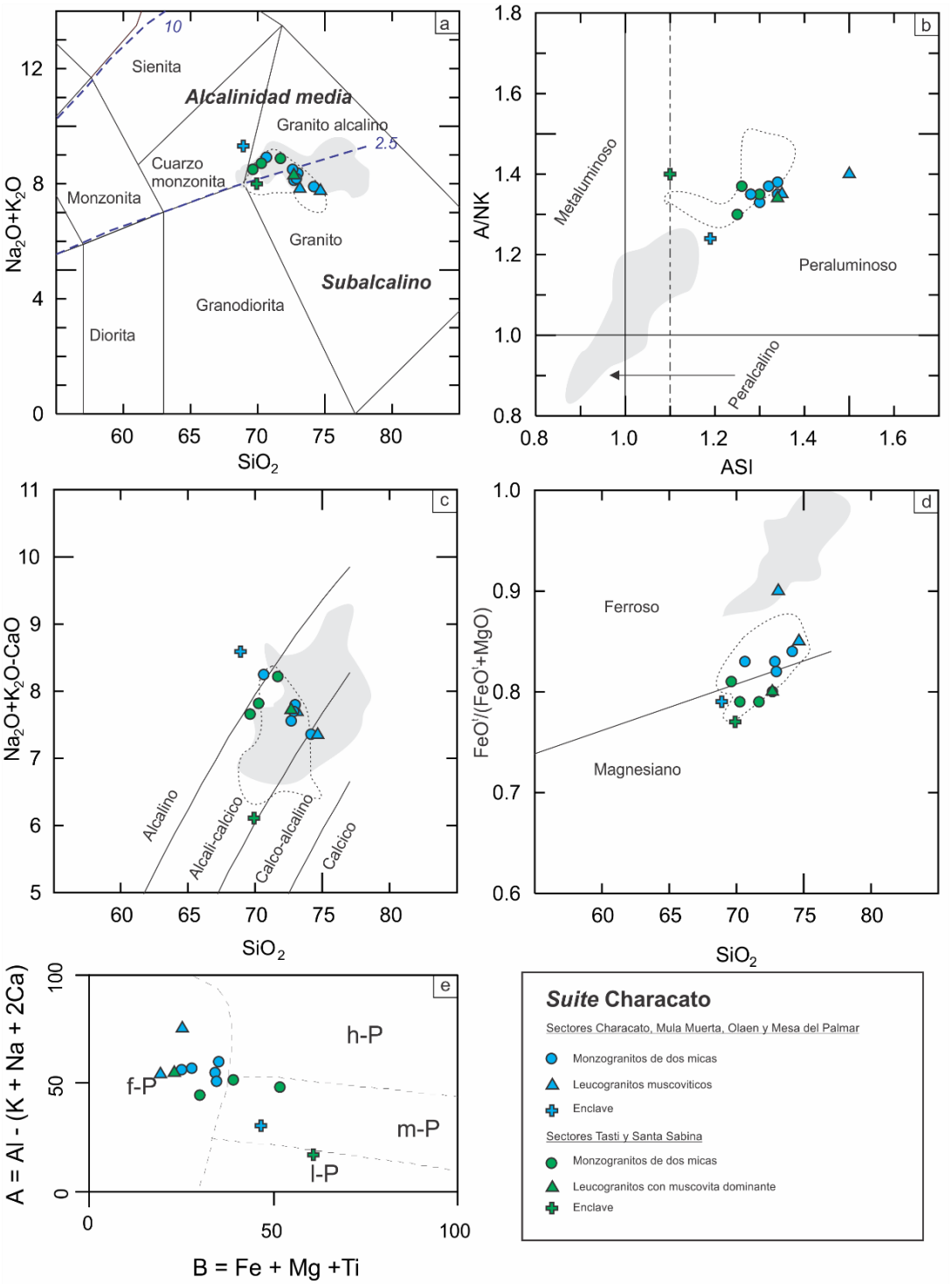


Fig. 10.1: a) Diagrama de variación SiO_2 vs. $Na_2O + K_2O$, wt. % (Middlemost, 1985) para los granitos de la suite Characato. Los linajes de alcalinidad media/subalcalinidad son definidos mediante isopletas sigma (desde Rittmann, 1957); b) El Índice de saturación de alúmina (ASI) en las rocas graníticas estudiadas se calculó utilizando la formulación de Zen (1986). Límite ASI = 1 de Shand (1927), ASI = 1,1 de Chappell y White (1992). Los granitos se proyectan en los diagramas de clasificación de Frost et al., (2001): c) $Na_2O + K_2O - CaO$ vs. SiO_2, wt. % y d) $FeO^t / (FeO^t + MgO)$ vs. SiO_2, wt.%. El campo encerrado corresponde a los datos de las facies 1 y 2 del batolito de Achala de Dahlquist et al., (2014). e) Diagrama A-B modificado por Villaseca et al. (1998); h-P: alta peraluminosidad; m-P: peraluminosidad media; l-P: peraluminosidad baja; f-P: granitos félsicos peraluminosos.

En los diagramas Harker de elementos mayoritarios se reconoce un *trend* evolutivo en cual los elementos máficos (FeO^t+MgO+TiO_2), el CaO y Al_2O_3 disminuyen con el aumento en SiO_2, así como también el K_2O aunque más groseramente (Fig. 10.3), desde las rocas ubicadas en el sector sur de la zona de estudio (región de Tasti) hacia los cuerpos más evolucionados (i.e. granitoides de Mesa del Palmar, Mesa de la Mula Muerta, Santa Sabina). El P no muestra un patrón definido. Entre los elementos traza también hay un marcado *trend* negativo para el Sr, Ba, LREE, Eu, Th, Zr y algo más leve para el U y Pb. Las HREE y el Y no muestran variaciones significativas. El Rb, Ga, Cs, Nb y Ta muestran un grosero *trend* positivo (Fig. 10.4 y 10.5).

Los enclaves encontrados en los granitos del norte de Achala se caracterizan por tener una composición granítica con contenidos de SiO_2 y ΣFeO^t+MgO+TiO_2 similar al granito menos evolucionado de la región de estudio (68,9 – 69,9 %; 3,8 %- 3,0 % en peso, respectivamente). En álcalis y CaO su comportamiento es contrastante, el enclave de la región de Olaen (OLA-14) tiene concentraciones de CaO y K_2O similares al granito que lo aloja (0,72 % y 6,1 % en peso respectivamente), mientras que el enclave de Tasti (TAS-33) tiene las mayores concentraciones de CaO (1,9 % en peso) y menores de K_2O (4,6 %). El índice de saturación de aluminio indica que son rocas también fuertemente peraluminosas aunque con valores algo menores que los granitos que los alojan (ASI = 1,10 – 1,19) y un índice de Fe de entre 0,77 y 0,79 propio de los granitos de Achala.

En relación a los *LILE* los enclaves tienen un contraste composicional: El enclave de la región de Olaen tiene concentraciones similares a la de los granitos de la *suite* Characato (Fig. 10. 4). Por otro lado, el enclave de Tasti (TAS-33) tiene una composición menos fraccionada, con menores contenidos de Rb y Cs y mayores de Sr y Ba. Los elementos de elevada intensidad de campo (*HFSE*) son algo más elevados que las rocas graníticas menos evolucionadas en estudio. En relación al patrón de REE la muestra TAS-33 es marcadamente similar al de las rocas del centro sur del batolito de Achala (granitos porfíricos de grano medio de dos micas, próximos al Río La Suela, datos en Gaido *et al.*, 2005), con una anomalía de Eu leve ($(Eu/Eu^*)_N = 0,57$) y una pendiente enriquecida en LREE frente a HREE ($(La/Yb)_N = 59,31$). La muestra OLA-14 por otro lado, muestra un patrón más fraccionado con un $Eu/Eu^*_N = 0,24$ y $La/Yb_N = 37,43$.

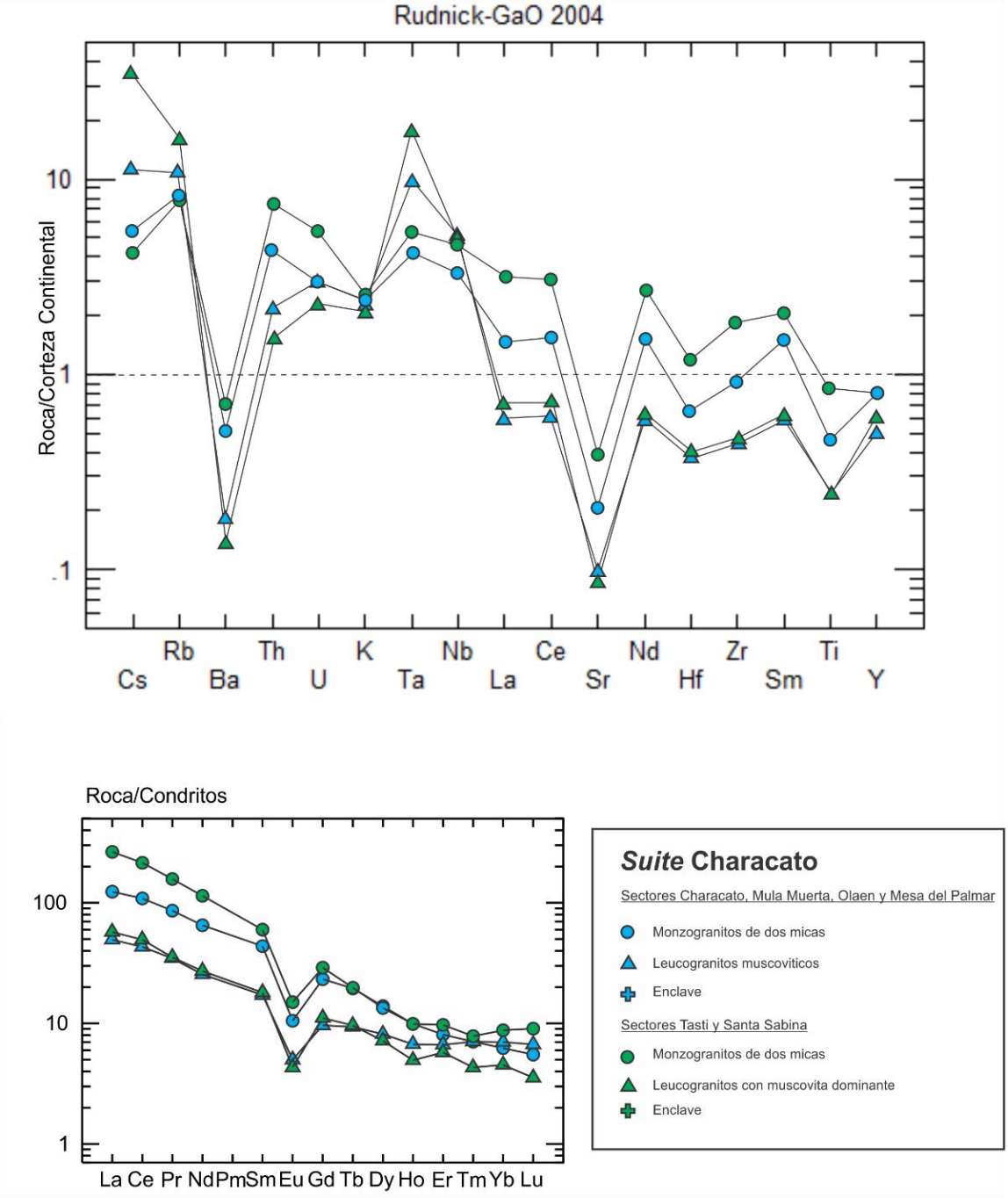


Fig. 10. 2: Arriba un diagram de multielementos normalizado a la corteza continental (Rudnick y Gao, 2004), para muestras representativas de la suite Characato. Abajo un diagrama de REE normalizados a condrita (Boynton, 1984).

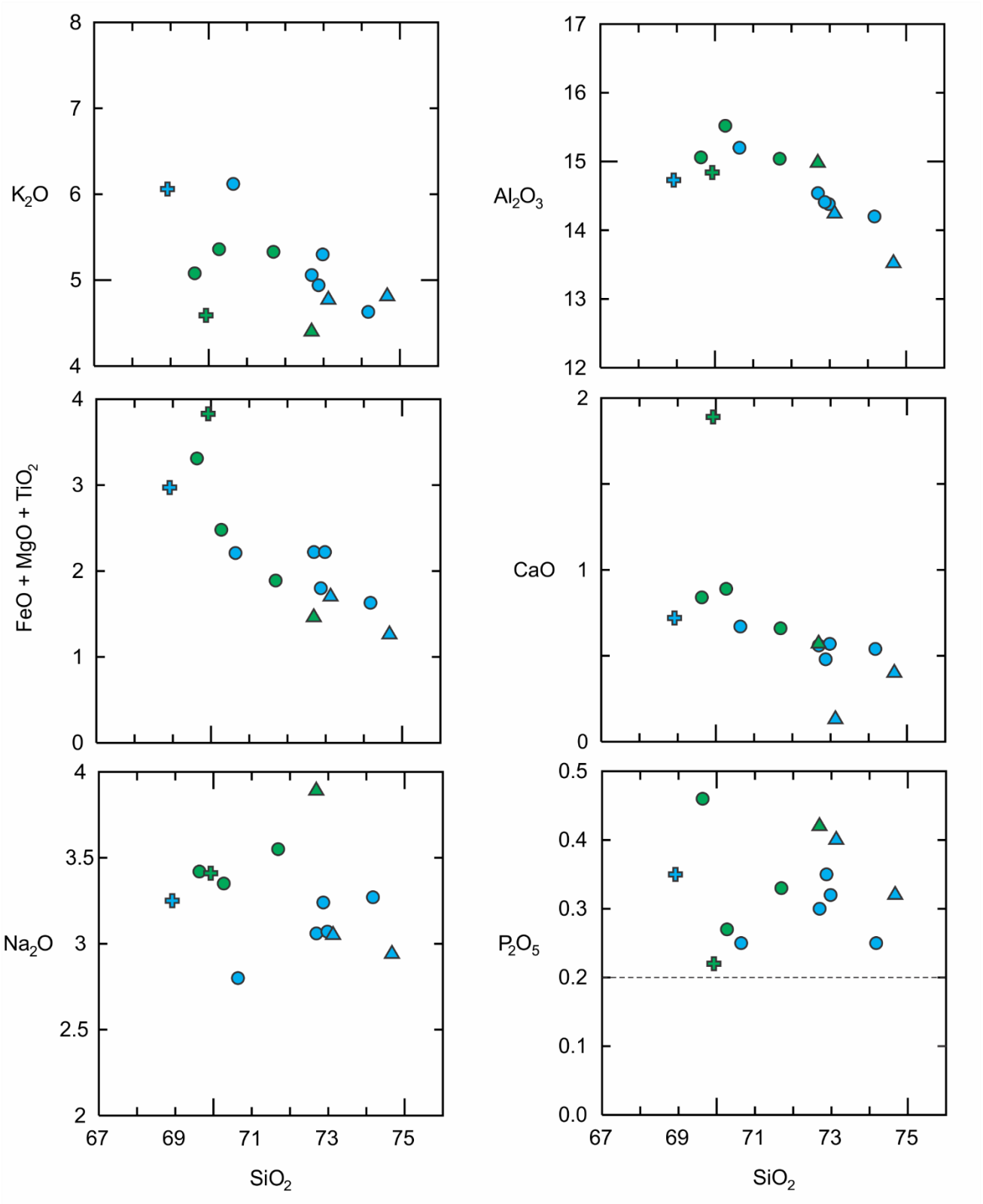


Fig. 10. 3: Diagramas Harker de elementos mayoritaRíos para las rocas de la suite Characato. Referencias en Fig. 10.1.

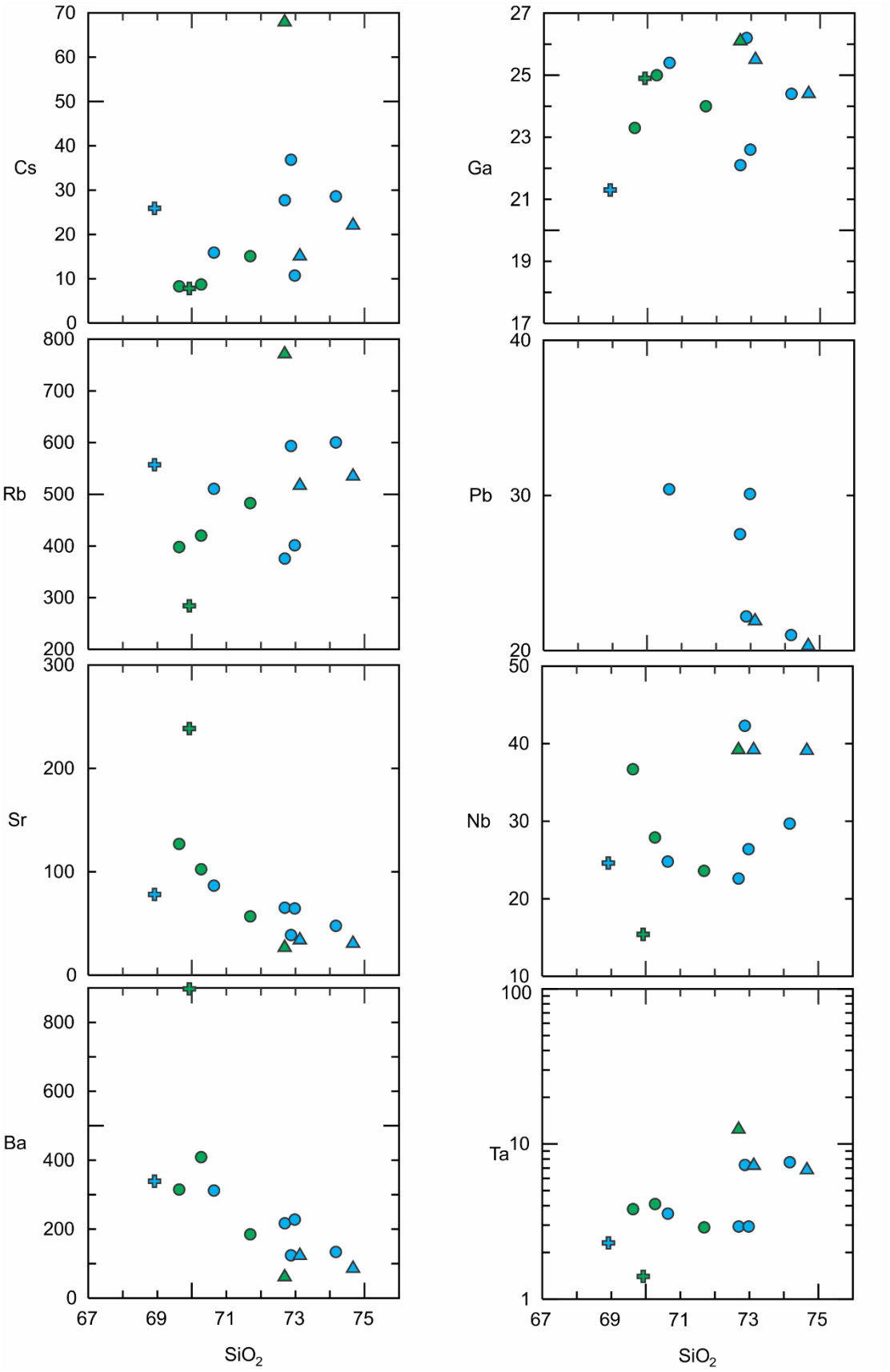


Fig. 10. 4: Diagramas Harker de elementos traza para las rocas de la suite Characato. Referencias en Fig. 10.1.

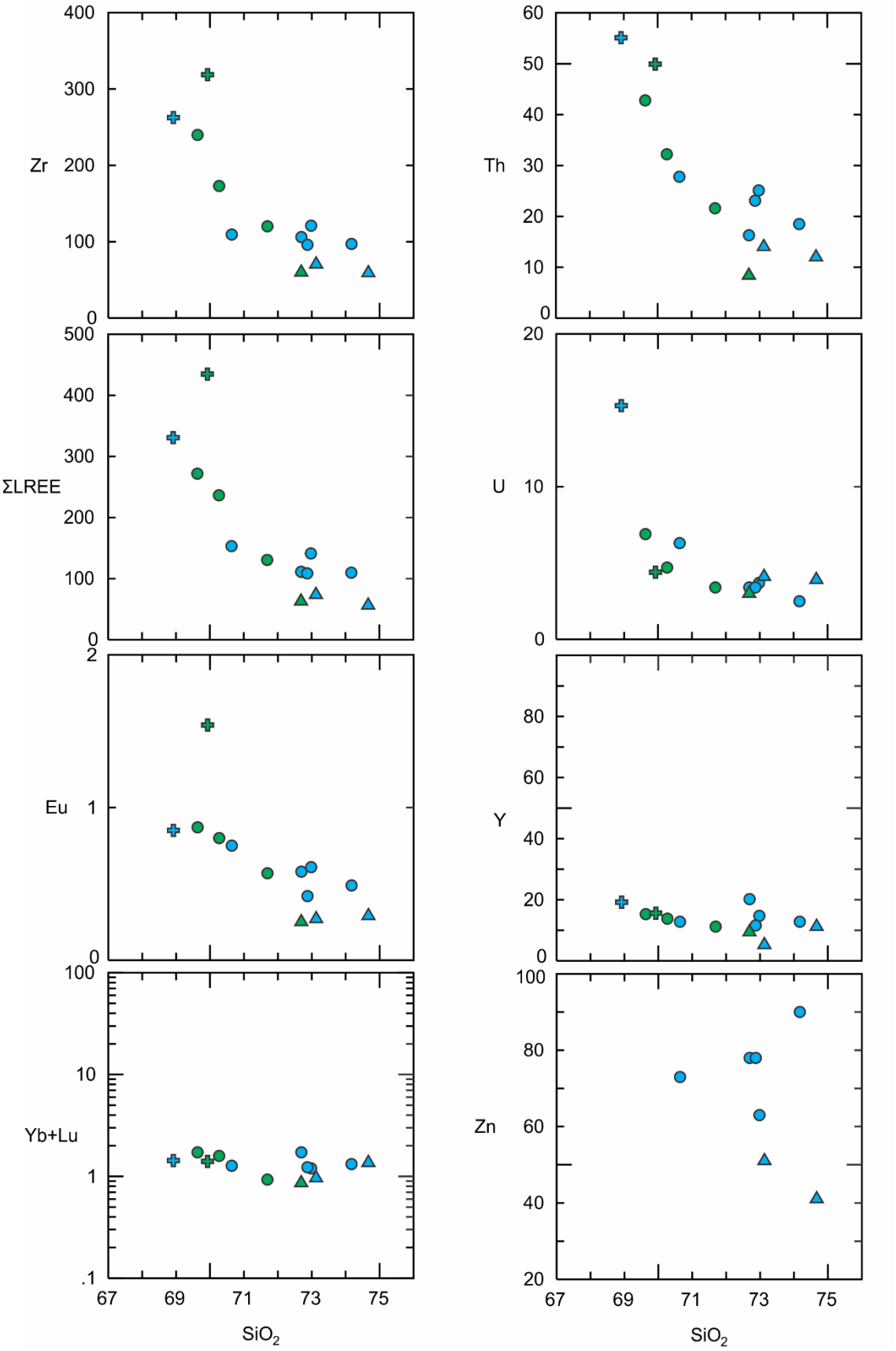


Fig. 10. 5: Diagramas Harker de elementos traza para las rocas de la suite Characato, continuación. Referencias en Fig. 10.1.

10.2 Geoquímica de roca total de los granitos fuertemente peraluminosos de Vinquis

Todas las rocas graníticas mencionadas del batolito Vinquis son monzogranitos con elevados contenidos de SiO_2 en un rango restringido de 71,3 % a 74,8 % (Tabla 10.2). En el diagrama de clasificación de Middlemost (1985), se proyectan en el extremo rico en sílice en el campo granítico subalcalino (Fig.10.6a). Estos monzogranitos son pobres en CaO (0,54 – 1,40 % en peso) y en la suma MgO + FeO^t + TiO_2 (0,99 – 3,75 % en peso) (Tabla 10.2). También están moderadamente enriquecidos en el contenido de álcalis totales (7,65 % – 8,50 % en peso), con altos contenidos de K_2O en relación con Na_2O (K_2O / Na_2O = 1,40 – 2,24).

Los granitos de Vinquis son fuertemente peraluminosos, con valores de A/CNK (relación molar de (Al_2O_3 / [CaO + Na_2O + K_2O]) de acuerdo con Shand (1927)) que varían de 1,11 a 1,23. El índice de saturación de aluminio (ASI) calculado utilizando la formulación de Zen (1986) es ligeramente más alto (ASI = 1,18-1,31) (Fig. 10.6b). Ambos valores están incluidos en la Tabla 10.2. El alto contenido de P_2O_5 (0,23-0,37%), como para las rocas del batolito de Achala también es una característica distintiva de los granitos de Vinquis.

Estas rocas graníticas siguen las tendencias alcalino-cálcicas en los diagramas Na_2O + K_2O-CaO vs. SiO_2 de Frost *et al.* (2001) (Fig. 10.6c). En el diagrama de FeO^t / (FeO^t + MgO) frente a SiO_2 de Frost *et al.* (2001) la mayoría de las muestras se ubican en el campo magnesiano, aunque cerca del límite magnesiano - ferroso (Fig. 10.6d), donde los granitos evolucionados de la facies D del sector sur se proyectan en el campo ferroso.

En el diagrama A – B modificado de Villaseca *et al.* (1998), las rocas de la facies A y E dominantes en la sierra de Vinquis se proyectan en el campo de granitos moderadamente peraluminosos, mientras que las facies B, C y D lo hacen en el campo de granitos félsicos peraluminosos, siendo más evolucionados (Fig. 10.6e)

Los granitos del batolito Vinquis tienen una abundancia baja a media de elementos de tierras raras (REE, 40-237 ppm). Todas las facies graníticas muestran anomalías significativas negativas de Eu (Eu / Eu * = 0,33-0,50). Las rocas de las facies A, B, C, y E tienen un patrón de REE normalizados a condrita el cual muestra un aumento relativo de LREE en relación a las HREE, mientras que las rocas más evolucionadas (facies D) tienen un patrón marcadamente más plano ([La / Yb] N = 11,6- 19,9 y 4,8- 6,5, respectivamente) (Fig. 10.7).

El diagrama de multielementos normalizado respecto de la corteza continental muestra marcadas anomalías negativas de Ba y Sr y más leves de Zr, Hf, HREE y Ti. Mientras que tienen significativos enriquecimientos de Cs, Rb y P y moderados de Th, U, Ta. (Fig. 10.7).

En relación a los elementos traza de gran radio iónico (*LILE*) destaca el enriquecimiento en Rb (282 – 447 ppm), Cs (6 – 30 ppm) y Pb (23 – 34 ppm) y los bajos contenidos de Sr (27 – 116 ppm) y Ba (50 – 356 ppm), en relación a los promedios de la corteza superior continental (Taylor y Mclennan, 1995) (Fig. 10.7). Las altas relaciones de Rb/Sr (7,8, promedio) y Rb/Ba (2,5, promedio) son una característica diagnóstica de estos granitos.

Batolito	Vinquis												
Unidad	-	Granitos fuertemente peraluminosos											
Facies	G	E	Da	A	A	B	B	A	A	C	Da	Db	Enclave en Facies A
Sector	Flanco Oeste	Flanco Oeste	Extremo sur Oeste	Flanco Este, centro	Flanco Este, norte	Flanco Este, norte	Flanco Este, norte	Flanco Este, centro	Flanco Este, centro	Flanco Este, centro	Extremo sur Este	Extremo sur Oeste	Flanco Este, norte
Latitud (S)	28.137075°	28.135653°	28.276492°	28.162111°	27.929461°	27.979139°	27.979778°	28.108250°	28.110917°	28.108250°	28.278889°	28.262194°	27.927481°
Longitud (O)	67.31225°	67.316074°	67.378509°	67.240293°	67.251305°	67.231472°	67.225611°	67.229083°	67.220028°	67.229083°	67.338778°	67.289500°	67.242151°
Muestra	VIN-105	VIN-109	VIN-71	VIN-79	VIN-33	VIN-1	VIN-5	VIN-13	VIN-15	VIN-12	VIN-18	VIN-20	VIN-34
Roca	Monzogranito biotítico	Monzogranito biotítico	Monzogranito de dos micas	Monzogranito de dos micas	Monzogranito de dos micas	Monzogranito de dos micas	Monzogranito de dos micas	Monzogranito de dos micas	Monzogranito de dos micas	Monzogranito de dos micas	Monzogranito de dos micas	Monzogranito de dos micas	Monzogranito de dos micas
Elements/Analisis	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2	2
SiO_2	72.21	71.25	74.38	71.35	71.52	72.46	72.92	71.60	72.59	72.37	73.97	74.83	72.10
TiO_2	0.17	0.41	0.17	0.34	0.31	0.19	0.19	0.43	0.25	0.29	0.16	0.10	0.28
Al_2O_3	14.36	14.32	13.91	14.75	14.74	14.53	14.67	13.98	14.75	14.29	14.02	14.09	14.75
Fe_2O_3	1.96	2.65	1.46	2.27	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	-	-	-	-	2.20	1.31	1.31	2.36	1.56	1.87	1.29	0.76	1.89
FeO_{tot}	1.76	2.38	1.31	2.04	2.20	1.31	1.31	2.36	1.56	1.87	1.29	0.76	1.89
MnO	0.03	0.05	0.05	0.06	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04	0.03	0.07	0.02	0.04
MgO	0.27	0.69	0.26	0.52	0.69	0.37	0.33	0.71	0.46	0.49	0.23	0.13	0.58
CaO	0.77	1.18	0.57	0.92	0.84	0.73	0.69	1.40	0.73	0.86	0.66	0.54	0.82
Na_2O	2.84	2.63	3.04	2.92	2.99	3.15	3.46	3.10	3.08	2.60	3.13	3.09	3.06
K_2O	6.81	5.51	5.01	5.42	5.15	5.03	4.85	4.55	5.42	5.82	4.76	5.26	5.13
P_2O_5	0.23	0.35	0.28	0.34	0.29	0.34	0.36	0.31	0.31	0.37	0.33	0.23	0.32
LOI	0.30	0.90	0.80	1.00	0.84	0.92	0.91	0.96	0.89	1.02	0.85	0.91	0.80
TOTAL	99.93	99.91	99.96	99.92	98.78	98.17	98.82	98.50	99.17	98.99	98.61	99.04	98.97
X_{Fe}	0.88	0.79	0.85	0.81	0.76	0.78	0.80	0.77	0.77	0.79	0.85	0.85	0.77
K_2O+Na_2O	9.65	8.14	8.05	8.34	8.14	8.18	8.31	7.65	8.50	8.42	7.89	8.35	8.19
K_2O/Na_2O	2.40	2.10	1.65	1.86	1.72	1.60	1.40	1.47	1.76	2.24	1.52	1.70	1.68
CaO/Na_2O	0.27	0.45	0.19	0.32	0.28	0.23	0.20	0.45	0.24	0.33	0.21	0.17	0.27
ASI	1.11	1.23	1.29	1.28	1.30	1.30	1.29	1.18	1.28	1.27	1.31	1.26	1.30
AI	0.84	0.72	0.75	0.72	0.71	0.73	0.75	0.72	0.74	0.74	0.73	0.77	0.72
A/CNK	1.07	1.15	1.21	1.19	1.23	1.22	1.20	1.11	1.20	1.18	1.22	1.20	1.22
A/NK	1.19	1.39	1.33	1.38	1.40	1.37	1.34	1.39	1.35	1.35	1.36	1.31	1.39
Maficidad	2.20	3.48	1.74	2.90	3.20	1.87	1.83	3.50	2.27	2.65	1.68	0.99	2.75
ppm													
Cs	4.5	6.6	20.2	19.7	15.4	20.6	13.6	5.9	17.1	6.9	27.6	30.3	18.1
Rb	408.1	334.8	359.9	377.0	339.0	387.7	407.4	282.3	350.5	320.9	447.2	327.4	343.9
Sr	50.4	74.8	34.3	59.6	70.1	45.8	36.9	116.3	61.2	70.5	26.8	29.2	67.6
Ba	214.0	292.0	122.0	216.0	321.6	160.3	135.9	355.7	242.1	272.6	82.0	50.5	275.2
La	34.3	36.9	17.1	30.5	35.1	16.9	16.2	46.9	22.0	30.3	13.4	6.8	29.6
Ce	79.8	87.0	36.0	72.8	74.7	37.8	36.5	103.1	48.7	68.2	29.9	15.3	64.7
Pr	9.5	10.5	4.3	9.1	9.0	4.7	4.5	12.4	6.0	8.4	3.7	1.9	7.8
Nd	34.2	41.0	16.6	34.2	32.8	17.3	16.7	46.6	22.3	30.9	13.5	7.1	29.0
Sm	8.5	8.8	3.7	7.3	7.3	4.4	4.1	9.4	5.1	7.4	3.4	1.8	7.0
Eu	0.7	0.9	0.4	0.7	0.9	0.5	0.4	1.1	0.7	0.7	0.4	0.3	0.8
Gd	8.1	6.8	3.5	5.6	5.6	3.8	3.4	6.7	4.1	6.1	3.2	1.6	5.4
Tb	1.5	1.0	0.6	0.8	0.8	0.6	0.6	1.0	0.6	1.0	0.6	0.3	0.8
Dy	9.5	5.6	3.7	4.3	3.9	3.4	2.9	5.0	3.2	5.4	3.8	1.9	4.1
Ho	1.7	0.9	0.6	0.7	0.6	0.5	0.5	0.9	0.6	0.9	0.7	0.4	0.6
Er	4.7	2.2	1.8	1.7	1.5	1.2	1.1	2.2	1.4	2.2	1.8	1.0	1.5
Tm	0.8	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2
Yb	5.0	1.9	1.8	1.7	1.2	0.8	0.9	1.6	1.1	1.7	1.8	1.0	1.2
Lu	0.7	0.3	0.3	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.1	0.2
U	6.3	6.7	4.5	4.5	4.8	3.3	2.9	4.3	2.6	4.3	6.6	4.5	4.3
Th	30.7	30.9	11.2	27.2	19.7	11.3	11.0	31.8	14.1	20.7	9.6	6.1	17.5
Y	49.4	25.6	18.5	20.2	17.2	14.6	13.0	23.0	14.9	25.1	19.6	10.8	17.8
Nb	36.9	26.2	19.1	30.2	18.2	16.9	24.0	21.6	16.4	20.0	26.0	11.5	17.9
Zr	148.3	169.4	90.4	161.7	141.0	86.7	81.0	180.6	105.1	145.5	70.6	37.2	132.1
Hf	4.9	5.3	2.8	4.6	4.2	2.8	2.6	5.1	3.1	4.3	2.4	1.5	4.0
Ta	1.7	2.4	2.4	3.0	2.1	3.5	3.4	2.5	2.1	1.6	4.0	2.2	2.6
Cr	<14	<14	<14	<14	12.2	7.3	6.4	7.2	9.2	7.2	6.5	5.4	10.0
Sc	5.0	5.0	3.0	7.0	4.5	3.0	3.8	5.4	4.6	3.7	5.0	2.8	4.3
V	13.0	33.0	18.0	27.0	28.5	14.8	12.5	36.2	26.1	20.4	12.0	8.8	23.8
Ga	18.4	20.3	17.4	21.4	22.1	22.0	22.7	20.9	21.5	19.9	24.0	19.4	22.9
Pb	-	-	-	-	31.2	28.8	25.1	27.4	31.0	34.3	23.5	28.6	30.3
Ni	<20	<20	<20	<20	3.5	4.2	3.1	4.4	4.7	3.0	2.3	0.8	2.4
Be	1.0	16.0	7.0	18.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	1.4	4.1	1.3	3.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn	5.0	10.0	7.0	15.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
W	<0.5	0.7	6.5	8.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	1.6	2.3	9.4	3.6	2.9	1.2	1.5	6.9	5.2
Zn	-	-	-	-	78.9	60.4	65.6	67.7	63.3	62.2	46.6	28.6	73.2
Rb/Sr	8.1	4.5	10.5	6.3	4.8	8.5	11.0	2.4	5.7	4.6	16.7	11.2	5.1
Rb/Ba	1.9	1.1	3.0	1.7	1.1	2.4	3.0	0.8	1.4	1.2	5.5	6.5	1.2
Al	76000.3	75788.6	73618.7	78064.4	78011.5	76900.0	77641.0	73989.2	78064.4	75629.8	74200.9	74571.3	78064.4
ΣLREE (La a Sm)	166.3	184.2	77.7	153.9	158.8	81.1	78.0	218.4	104.1	145.1	63.8	32.9	138.1
ΣHREE (Gd a Lu)	32.1	18.9	12.4	15.3	14.0	10.5	9.7	18.0	11.3	17.9	12.4	6.5	14.0
ΣREE	199.0	204.1	90.5	170.0	173.7	92.1	88.1	237.5	116.0	163.8	76.6	39.6	152.9
$(La/Yb)_{N\ Boyton\ 1984}$	4.6	12.8	6.5	12.0	19.9	13.9	12.3	19.5	13.3	11.7	5.1	4.9	16.6
$(La/Sm)_{N\ Boyton\ 1984}$	2.5	2.6	2.9	2.6	3.0	2.4	2.5	3.1	2.7	2.6	2.5	2.4	2.7
$(Ce/Yb)_{N\ Boyton\ 1984}$	4.1	11.6	5.2	11.0	16.2	11.9	10.6	16.5	11.2	10.1	4.4	4.2	13.9
$(Ce/Sm)_{N\ Boyton\ 1984}$	2.3	2.4	2.4	2.4	2.5	2.1	2.1	2.7	2.3	2.2	2.1	2.1	2.2
$(Gd/Yb)_{N\ Boyton\ 1984}$	1.1	1.1	1.0	1.1	1.1	1.4	1.4	1.1	1.2	1.2	1.5	1.3	1.3
$(Eu/Eu^*)_N$	0.2	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.3	0.4	0.5	0.4
10,000 × Ga/Al	2.4	2.7	2.4	2.7	2.8	2.9	2.9	2.8	2.8	2.6	3.2	2.6	2.9
Zr + Nb + Ce + Y	314.4	308.2	164.0	284.9	251.1	155.9	154.5	328.3	185.0	258.7	146.1	74.8	232.4
M	1.4	1.3	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.3	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2
T_{Zr}	782.1	801.4	755.0	800.5	790.8	750.0	743.5	804.4	764.4	790.9	735.2	686.1	785.0
TAp	965.50	938.82	898.47	900.93	859.06	896.98	919.18	959.75	898.15	937.11	908.04	894.15	881.14
Dmz	1.10	1.02	0.95	0.98	0.95	0.95	0.97	1.05	0.97	0.99	0.94	0.96	0.95
TMnz	804.60	830.53	770.37	822.56	830.94	772.79	767.21	838.16	790.40	815.27	755.67	702.78	818.04

Tabla 10. 2: Concentraciones de elementos mayoritarios (en %) y de elementos traza (en ppm) de los granitos fuertemente peraluminosos de Vinquis. El hierro total como FeO; XFe = FeO / (FeO + MgO). TZr (° C) se calculó siguiendo a Watson y Harrison (1983), TAp (° C) se calculó siguiendo a Bea et al. (1992), se calculó TMnz (° C) siguiendo a Montel (1993). ASI según Zen (1986) = Todos los valores de ASI calculados utilizando CaOcorr. CaOcorr = Todos los valores de CaO suponiendo que todo P_2O_5 está en apatito, CaOcorr = CaO (% mol) - 3.33 x P_2O_5 (% mol).

Los elementos de alta intensidad de campo (HFSE) también muestran un comportamiento contrastante en relación a la corteza continental, el Th (6 – 32 ppm), U (3 - 7 ppm), Ga (17 – 24 ppm), Nb (12 – 30 ppm) y Ta (2 – 4 ppm), están marcadamente enriquecidos (Fig. 10.6). Contrariamente, el Y (11 – 26 ppm), Zr (37 – 181 ppm), Hf (1 – 5 ppm), V (9 – 36 ppm), Sc (3 – 7 ppm), LREE (33 -218 ppm) y HREE (6 – 19 ppm) se encuentran en proporciones mayores o similares en el caso de las rocas menos ricas en sílice y menores para las más evolucionadas.

En los diagramas de Harker de elementos mayoritarios se reconoce un claro *trend* evolutivo en cual los elementos máficos (FeO^t+MgO+TiO_2) y el CaO disminuyen con el aumento en SiO_2, destacando también que las rocas menos diferenciadas para un mismo contenido de sílice muestran variaciones en el contenido de dichos elementos. El Al_2O_3 y el P_2O_5 solo decrecen en los miembros más evolucionados. El K_2O muestra una disminución y luego un enriquecimiento en los miembros más ricos en sílice (Fig. 10.8). En relación a los elementos traza también se muestra una buena correlación negativa para Sr, Ba, Eu, Pb, LREE, Th, Zr, Hf, Cr, Zn e Y. Las HREE no tienen variaciones, el U disminuye y luego se enriquece en los miembros más diferenciados. El Rb, Ga, Ta y Cs aumentan groseramente con el contenido de sílice, aunque en los extremos diferenciados los tres primeros elementos disminuyen (Fig. 10.9, 10.10).

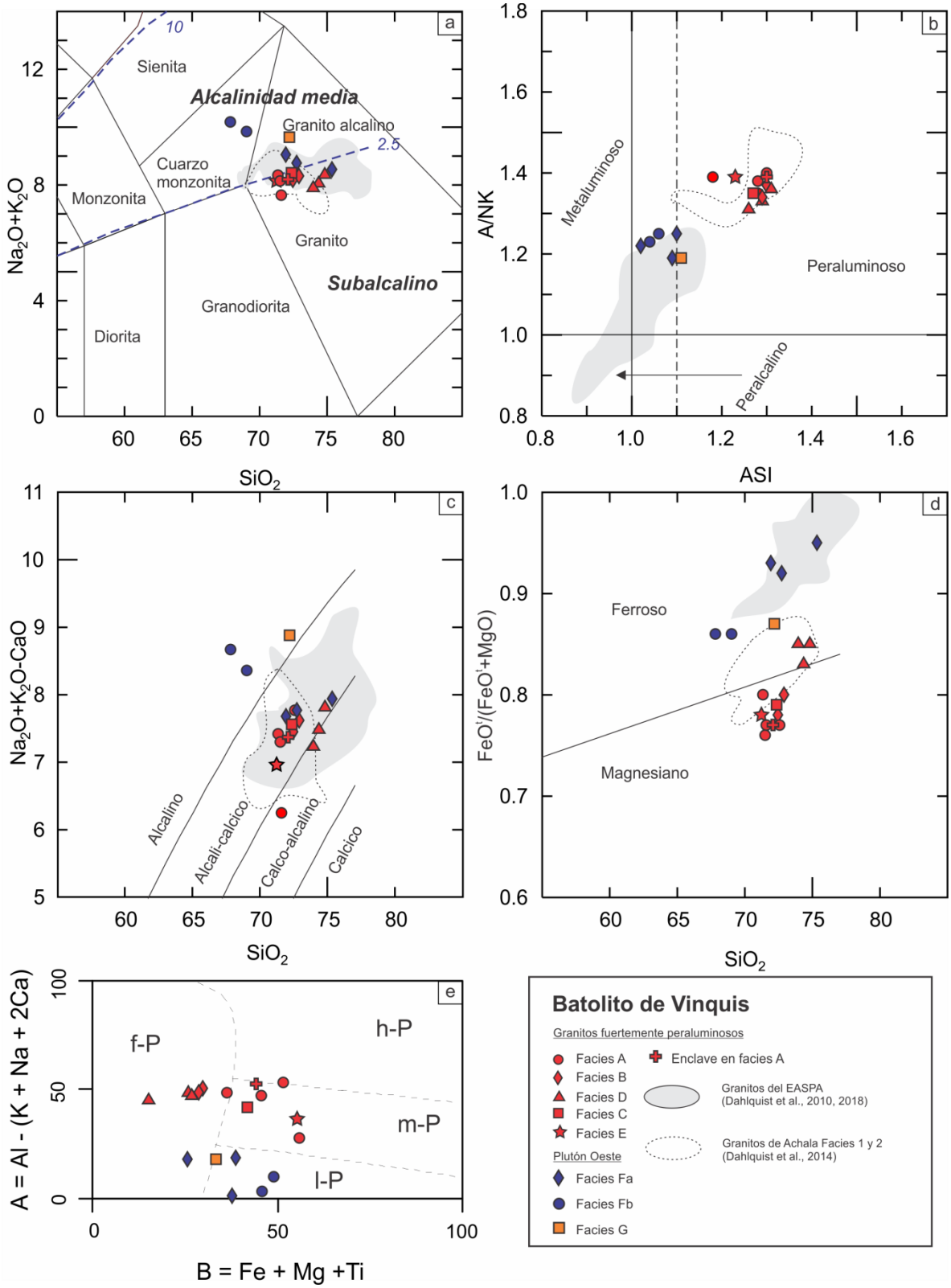


Fig. 10.6: a) Diagrama de variacion SiO_2 vs. $Na_2O + K_2O$, wt. % (Middlemost, 1985) para los granitos del batolito de Vinquis. Los linajes de alcalinidad media/subalcalinidad son definidos mediante isopletas sigma (desde Rittmann, 1957); b) El Índice de saturación de alúmina (ASI) en las rocas graníticas estudiadas se calculó utilizando la formulación de Zen (1986). Límite ASI = 1 de Shand (1927), ASI = 1,1 de Chappell y White (1992). Los granitos se proyectan en los diagramas de clasificación de Frost et al., (2001): c) $Na_2O + K_2O - CaO$ vs. SiO_2, wt. % y d) $FeO^t / (FeO^t + MgO)$ vs. SiO_2, wt.%. El campo encerrado corresponde a los datos de las facies 1 y 2 del batolito de Achala de Dahlquist et al., (2014) y el campo de color gris a los granitos tipo A metalumiosos a debilmente peraluminosos del Carbonífero infeRíor (Dahlquist et al., 2010). e) Diagrama A-B modificado por Villaseca et al. (1998); h-P: alta peraluminosidad; m-P: peraluminosidad media; l-P: peraluminosidad baja; f-P: granitos félsicos peraluminosos.

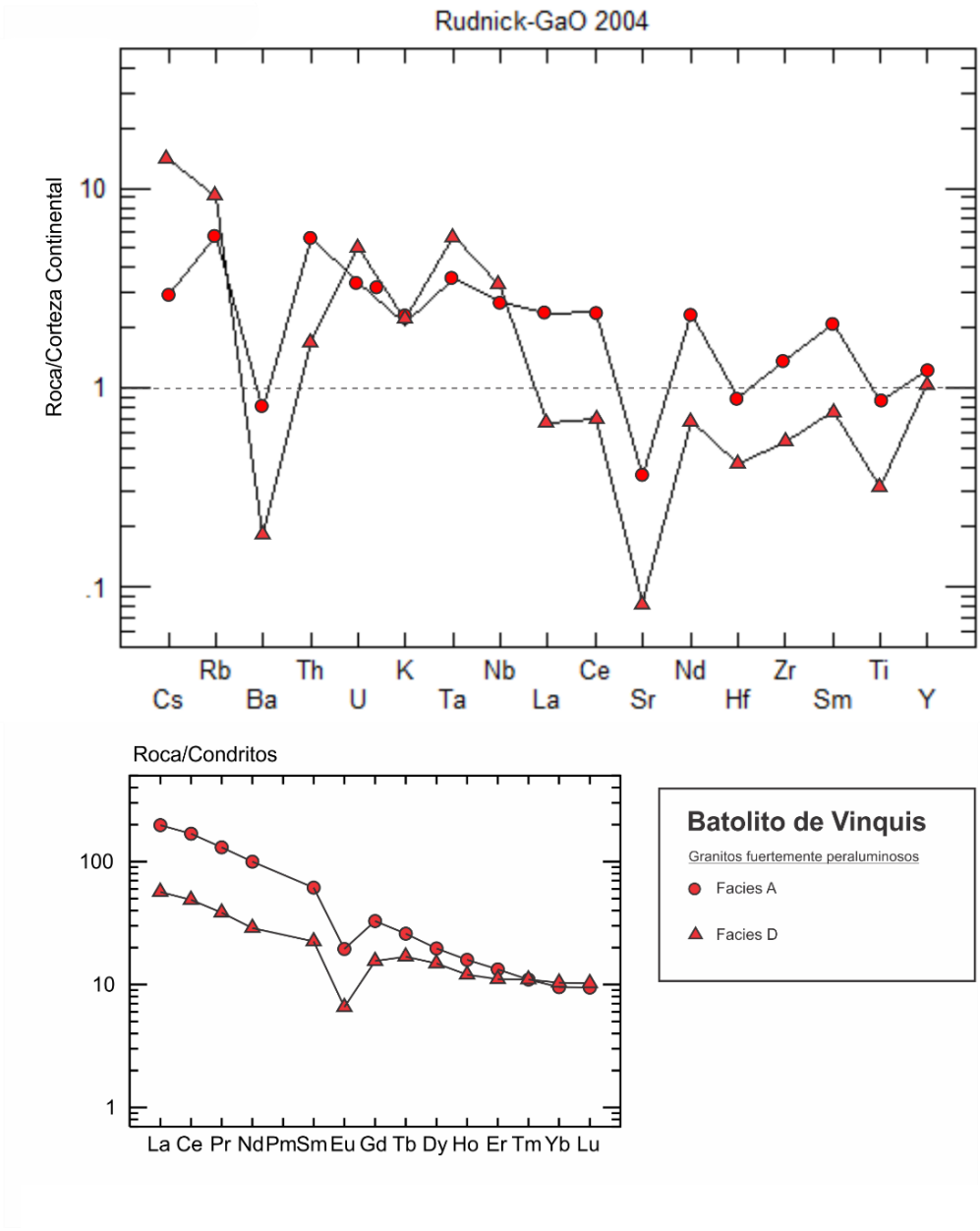


Fig. 10. 7: Arriba un diagrama de multielementos normalizado a la corteza continental (Rudnick y Gao, 2004), para muestras representativas de los granitos fuertemente peraluminosos de Vinquis (Facies A y Facies D). Abajo un diagrama de REE normalizados a condrita (Boynton, 1984). Referencias en la figura 10. 6.

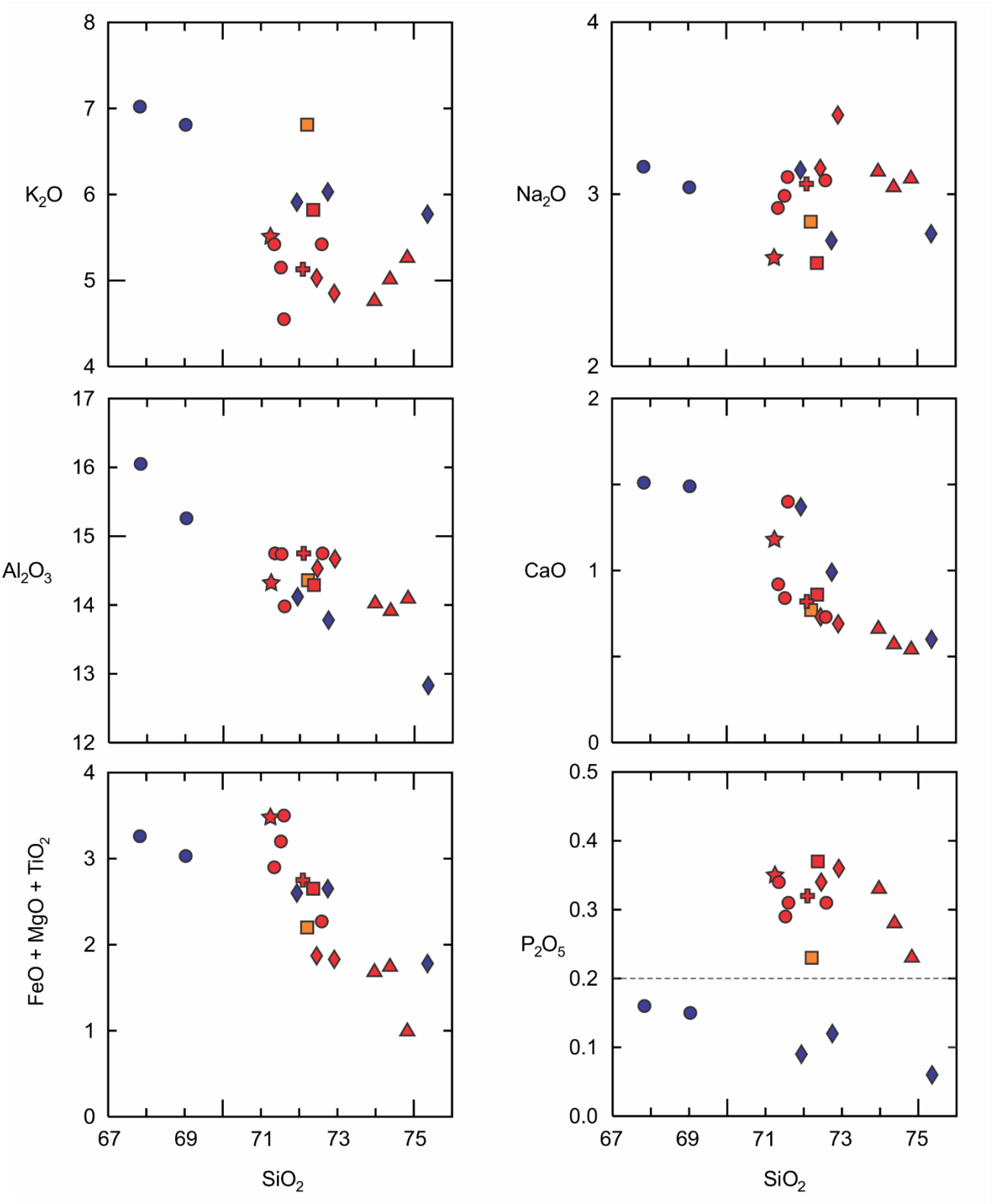


Fig. 10. 8: Diagramas Harker de elementos mayoritaRíos para las rocas del batolito de Vinquis. Referencias en Fig. 10.6.

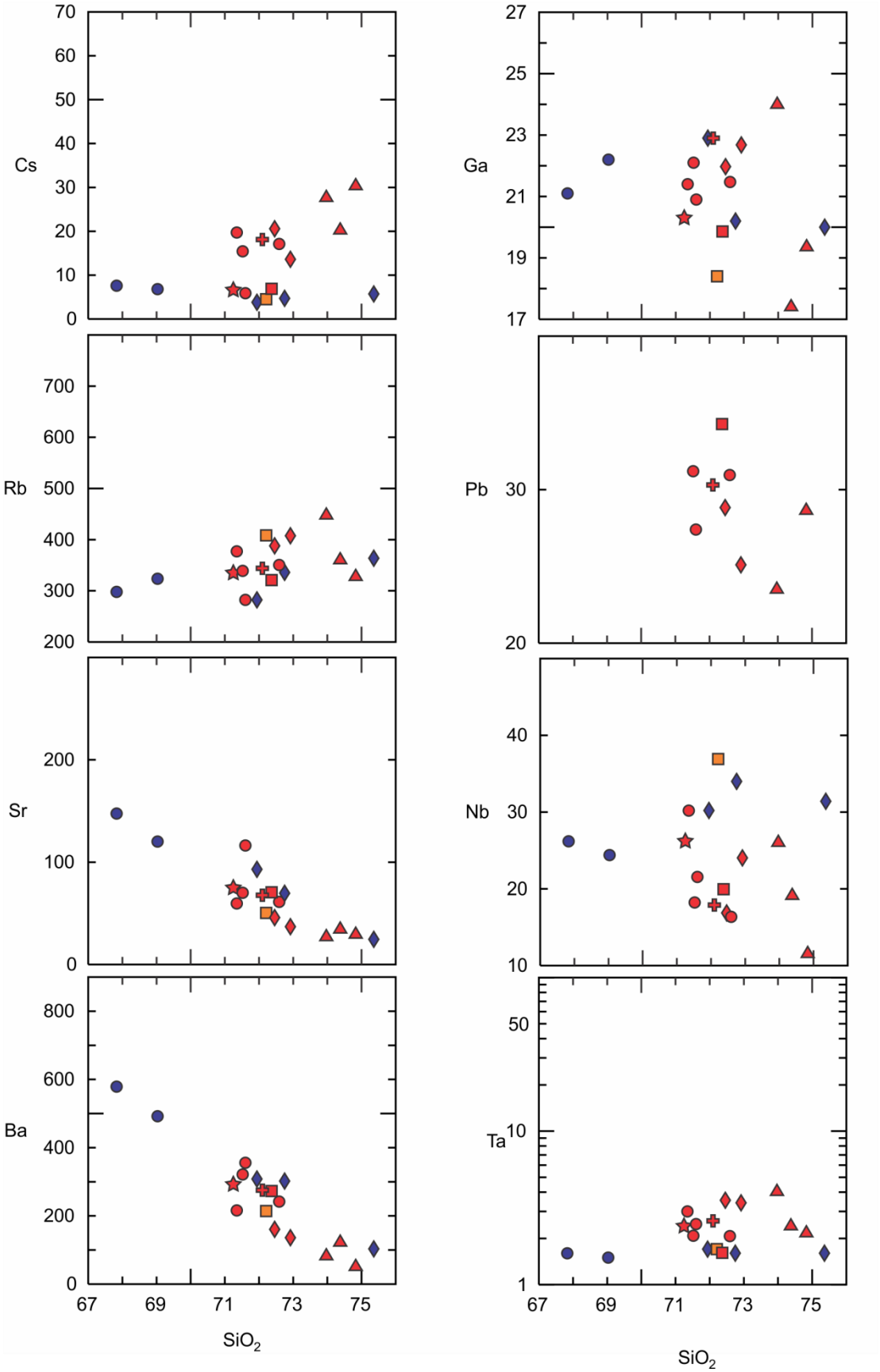


Fig. 10. 9: Diagramas Harker de elementos traza para las rocas del batolito de Vinquis. Referencias en Fig. 10.6.

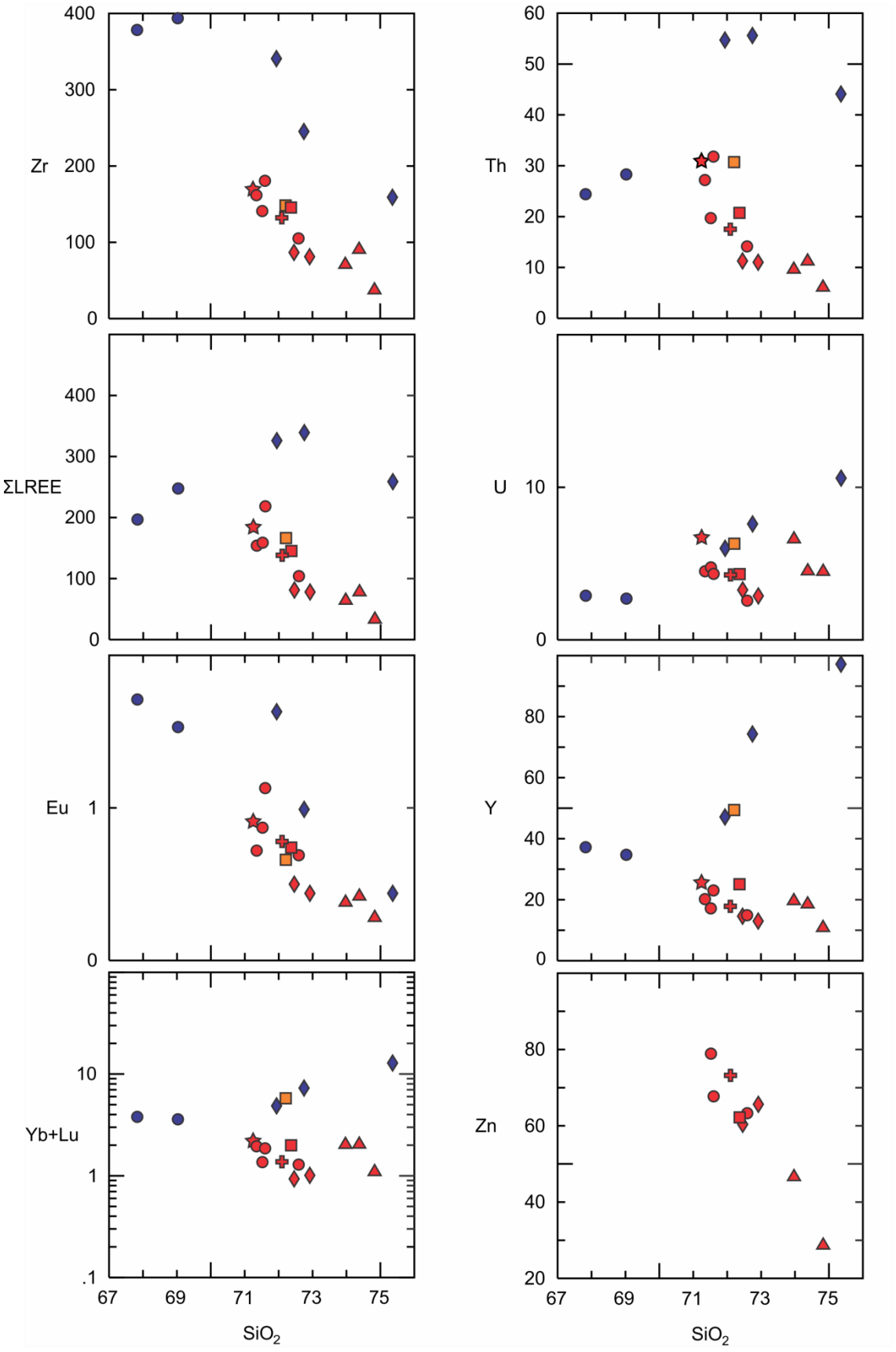


Fig. 10. 10: Diagramas Harker de elementos traza para las rocas del batolito de Vinquis, continuación. Referencias en Fig. 10.6.

10.3 Geoquímica de roca total de los granitos débilmente peraluminosos, plutón Oeste (facies F de Vinquis)

Las rocas graníticas de la facies F poseen contenidos de SiO_2 en un rango de 67,8 % a 75,4 % en peso, más expandido que los granitos del flanco este de Vinquis antes descriptos (Tabla 10.3). En el diagrama de clasificación de Middlemost (1985), se proyectan las rocas menos evolucionadas (facies Fb) en el campo de cuarzo-monzonitas alcalinas y las más silícicas en el campo de los granitos subalcalinos (facies Fa, Fc y Fd) (Fig. 10.6a).

En los diagramas de FeO^t / (FeO^t + MgO) frente a SiO_2 de Frost *et al.* (2001) estas rocas se proyectan en el campo de granitos ferrosos junto a los granitos tipo A metaluminosos a débilmente peraluminosos carboníferos (Dahlquist *et al.*, 2010). En el diagrama Na_2O + K_2O-CaO vs. SiO_2 de Frost *et al.* (2001), las rocas no siguen ninguno de los *trends*, sino que las rocas menos evolucionadas se ubican en el campo alcalino mientras que las más evolucionadas en el álcali-cálcico (Fig. 10.6c).

Los granitos del plutón Oeste (facies F) tienen un índice de saturación de aluminio (ISA) de entre 1,04 y 1,10 diferenciándose de las rocas del flanco este de la sierra de Vinquis, definiéndose así como rocas débilmente peraluminosas (Fig. 10.6b). En el diagrama A – B correspondientemente se proyectan en el campo de rocas pobremente peraluminosas con transición a la parte baja de las peraluminosas félsicas (Fig. 10.6e).

Los granitoides débilmente peraluminosos están fuertemente enriquecidos en elementos traza de alta intensidad de campo (*HFSE)*. El Th (55 – 24 ppm), U (11 – 3 ppm), Zr (394 – 159 ppm), Hf (11 – 5 ppm), Y (97 – 35 ppm), ΣREE (388 – 225 ppm) cuando se los compara con los valores de la corteza continental superior destacan por sus marcadas anomalías positivas. En los diagramas de clasificación para granitos tipo A de Whalen *et al.* (1987) estas rocas superan los límites propuestos de 350 ppm para la ΣZr+Y+Nb+Ce (411 – 570 ppm) y de 2,6 para la relación 10,000×Ga/Al (2.5 – 2.9).

El patrón de elementos de tierras raras para las cuarzo monzonitas se caracteriza por una moderada anomalía negativa de Eu ($(Eu/Eu^*)_N$ = 0,62 – 0,55) y un leve enriquecimiento de LREE frente a las HREE ($(La/Yb)_N$ = 9,45 – 12,65). Los sienogranitos evolucionados (facies Fa, Fc y Fd) tienen una marcada anomalía negativa de Eu ($(Eu/Eu^*)_N$ = 0,22 – 0,10) y un patrón plano propio de granitos con mayor grado de fraccionamiento ($(La/Yb)_N$ = 3,28 – 7,69) (Fig. 10.11).

En relación a los elementos de gran radio iónico (*LILE*) las cuarzo monzonitas tienen moderadas anomalías positivas de Rb y el Cs, nulas para el Ba y marcadamente negativa para el Sr. En el caso de los sienogranitos más evolucionados estos picos se hacen más marcados evidenciando un proceso de fraccionamiento (Fig. 10.11)

Batolito		Zapata	Vinquis				
Unidad		-	Plutón Oeste				
Facies		Fd	Fc	Fb	Enclave en Fb	Fb	Fa
Sector		Flanco este sierra de Zapata	Flanco Oeste	Flanco Oeste	Flanco Oeste	Flanco Oeste	Flanco Oeste
Latitud (S)		28.110091°	28.224141°	28.169194°	28.169464°	28.169464°	28.137075°
Longitud (O)		67.326466°	67.350491°	67.317044°	67.333152°	67.33152°	67.31225°
Muestra		VIN-101	VIN-202	VIN-200	VIN-115	VIN-114	VIN-92
Roca		Sienogranito con anfibol	Sienogranito con granate	Cuarzo monzonita	Enclave biotitico en monzonita	Cuarzo monzonita	Sienogranito biotitico
Elements/Analisis	Lim. Det.	1	1	1	1	1	1
SiO_2	0.01	71.94	75.36	69.03	52.25	67.83	72.75
TiO_2	0.01	0.26	0.12	0.37	3.18	0.40	0.25
Al_2O_3	0.01	14.12	12.83	15.26	8.20	16.05	13.78
Fe_2O_3	0.04	2.41	1.74	2.54	20.46	2.74	2.45
FeO	-	-	-	-	-	-	-
FeO_{tot}	-	2.17	1.57	2.29	18.41	2.47	2.20
MnO	0.01	0.04	0.05	0.04	0.17	0.04	0.05
MgO	0.01	0.17	0.09	0.37	2.50	0.39	0.20
CaO	0.01	1.37	0.60	1.49	3.28	1.51	0.99
Na_2O	0.01	3.14	2.77	3.04	0.86	3.16	2.73
K_2O	0.01	5.91	5.77	6.81	3.48	7.02	6.03
P_2O_5	0.01	0.09	0.06	0.15	1.23	0.16	0.12
LOI	-5.1	0.40	0.50	0.70	3.70	0.50	0.50
TOTAL	0.01	99.88	99.85	99.82	99.33	99.89	99.89
X_{Fe}	-	0.93	0.95	0.87	0.89	0.88	0.92
K_2O+Na_2O	-	9.05	8.54	9.85	4.34	10.18	8.76
K_2O/Na_2O	-	1.88	2.08	2.24	4.05	2.22	2.21
CaO/Na_2O	-	0.44	0.22	0.49	3.81	0.48	0.36
ASI	-	1.02	1.09	1.04	1.00	1.06	1.10
AI	-	0.82	0.84	0.81	0.63	0.80	0.80
A/CNK	-	1.00	1.08	1.01	0.74	1.03	1.07
A/NK	-	1.22	1.19	1.23	1.58	1.25	1.25
Maficidad	-	2.60	1.78	3.03	24.09	3.26	2.65
ppm							
Cs	0.1	3.8	5.7	6.8	21.3	7.6	4.7
Rb	0.1	282.1	363.5	323.6	235.9	297.9	335.9
Sr	0.5	93.0	24.5	120.1	82.0	147.5	69.5
Ba	1	308.0	103.0	492.0	196.0	579.0	302.0
La	0.1	73.2	54.7	59.3	147.0	46.4	72.9
Ce	0.1	157.4	123.8	117.6	382.1	91.8	164.5
Pr	0.02	18.1	14.6	13.5	50.0	10.6	18.9
Nd	0.3	64.2	52.7	48.3	210.9	39.7	68.6
Sm	0.05	13.1	12.9	9.0	48.7	8.4	14.3
Eu	0.02	1.6	0.4	1.5	1.0	1.7	1.0
Gd	0.05	11.2	12.9	8.0	48.8	8.5	13.2
Tb	0.01	1.7	2.5	1.3	7.0	1.3	2.3
Dy	0.05	10.4	16.4	6.7	41.8	7.1	14.2
Ho	0.02	1.8	3.7	1.4	7.3	1.3	2.7
Er	0.03	5.1	11.6	3.5	19.5	3.8	7.5
Tm	0.01	0.7	1.7	0.5	2.5	0.5	1.0
Yb	0.05	4.2	11.2	3.2	16.1	3.3	6.4
Lu	0.01	0.6	1.6	0.4	2.3	0.5	0.9
U	0.1	6.0	10.6	2.7	59.0	2.9	7.6
Th	0.2	54.7	44.1	28.3	55.1	24.4	55.6
Y	0.1	47.1	97.2	34.7	198.7	37.2	74.3
Nb	0.1	30.2	31.4	24.4	203.1	26.2	34.0
Zr	0.1	340.7	158.9	393.7	2728.3	378.4	245.2
Hf	0.1	9.8	5.4	10.5	70.8	10.1	7.9
Ta	0.1	1.7	1.6	1.5	11.0	1.6	1.6
Cr	14	<14	<14	<14	<14	<14	21.0
Sc	1	5.0	5.0	4.0	39.0	4.0	5.0
V	8	9.0	<8	14.0	129.0	19.0	13.0
Ga	0.5	22.9	20.0	22.2	21.5	21.1	20.2
Pb		-	-	-	-	-	-
Ni	20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Be	1	8.0	7.0	8.0	4.0	6.0	4.0
Co	0.2	1.6	28.3	24.6	23.7	2.6	1.8
Sn	1	5.0	4.0	5.0	4.0	5.0	5.0
W	0.5	<0.5	146.0	158.0	6.0	1.8	0.9
Cu		-	-	-	-	-	-
Zn		-	-	-	-	-	-
Rb/Sr	-	3.0	14.8	2.7	2.9	2.0	4.8
Rb/Ba	-	0.9	3.5	0.7	1.2	0.5	1.1
Al	-	74730.1	67902.8	80763.6	43398.5	84944.6	72930.7
ΣLREE (La a Sm)	-	325.9	258.7	247.7	838.7	196.9	339.2
ΣHREE (Gd a Lu)	-	35.7	61.7	24.9	145.3	26.3	48.2
ΣREE	-	363.3	320.8	274.1	985.0	224.8	388.3
$(La/Yb)_{N\ Boyton\ 1984}$	-	11.6	3.3	12.7	6.2	9.5	7.7
$(La/Sm)_{N\ Boyton\ 1984}$	-	3.5	2.7	4.2	1.9	3.5	3.2
$(Ce/Yb)_{N\ Boyton\ 1984}$	-	9.6	2.9	9.6	6.1	7.2	6.7
$(Ce/Sm)_{N\ Boyton\ 1984}$	-	2.9	2.3	3.2	1.9	2.7	2.8
$(Gd/Yb)_{N\ Boyton\ 1984}$	-	1.1	1.3	0.9	2.6	0.9	1.0
$(Eu/Eu^*)_N$	-	0.4	0.1	0.6	0.1	0.6	0.2
10,000 × Ga/Al	-	3.1	2.9	2.7	5.0	2.5	2.8
Zr + Nb + Ce + Y	-	575.4	411.3	570.4	3512.2	533.6	518.0
M	-	1.4	1.3	1.5	2.1	1.5	1.3
T_{Zr}	-	852.3	794.0	862.4	1029.9	858.4	830.1
TAp	-	909.58	854.34	927.94	NA	906.33	896.45
Dmz	-	1.17	1.07	1.18	1.73	1.17	1.08
TMnz	-	849.97	852.32	821.88	818.08	805.77	874.00

Tabla 10. 3: Concentraciones de elementos mayoritarios (en %) y de elementos traza (en ppm) de los granitos del plutón Oeste de Vinquis. El hierro total como FeO; XFe = FeO / (FeO + MgO). TZr (° C) se calculó siguiendo a Watson y Harrison (1983), TAp (° C) se calculó siguiendo a Bea et al. (1992), se calculó TMnz (° C) siguiendo a Montel (1993). ASI según Zen (1986) = Todos los valores de ASI calculados utilizando CaOcorr. CaOcorr = Todos los valores de CaO suponiendo que todo P_2O_5 está en apatito, CaOcorr = CaO (% mol) - 3.33 x P2O5 (% mol).

En los diagramas de Harker estas rocas muestran una marcada evolución geoquímica en sus elementos. Todos los elementos mayoritarios tienen un tren negativo con respecto al SiO_2 desde las cuarzo monzonitas hacia los sienogranitos evolucionados. El CaO varía de 1,5 % a 0,6 %, la $\Sigma FeO^t+MgO+TiO_2$ de 3,3 % a 1,8 %, el álcalis de 10,2 % a 8,5 % y el P_2O_5 de 0,16 a 0,06 % (todos los % en peso) (Fig. 10.8)

Como en los elementos mayoritarios, se observa una marcada evolución geoquímica en los elementos traza (Fig. 18,19). El Rb posee un *trend* positivo mientras que el Ba y Sr uno negativo, acorde a lo observado en los elementos mayoritarios. El Zr y el Hf disminuyen su contenido en los miembros evolucionados, mientras que el Nb, HREE, Y y el U se enriquecen en estos últimos. Las LREE y Th se enriquecen y mantienen un *trend* positivo excepto en el miembro más evolucionado donde decaen. El Cs tiene un curso opuesto, solo con enriquecimiento en el miembro extremo (Fig. 10.9, 10.10).

Los enclaves biotíticos alojados en la cuarzo monzonita se caracterizan por ser pobres en SiO_2 (52,3 % en peso) y álcalis (K_2O+Na_2O = 4,3 % en peso), pero muy ricas en $\Sigma FeO^t+MgO+TiO_2$ (26,1 % en peso), CaO (3,3 % en peso) y P_2O_3 (1,23 % en peso). El enclave posee un índice de saturación en aluminio de 1,00 y un índice agpaítico de 0,63, así como un índice de Fe de 0,88.

Este enclave biotítico se encuentra enriquecido entre 3 y 7 veces en los *HFSE* en relación al granito que lo hospeda (VIN-114). Destacan los elevados valores de Co y Sc de entre 23 y 39 ppm (aproximadamente 9 veces el contenido de su granito hospedador) y por sobretodo la abundancia de U (59 ppm) 20 veces más que la cuarzo monzonita.

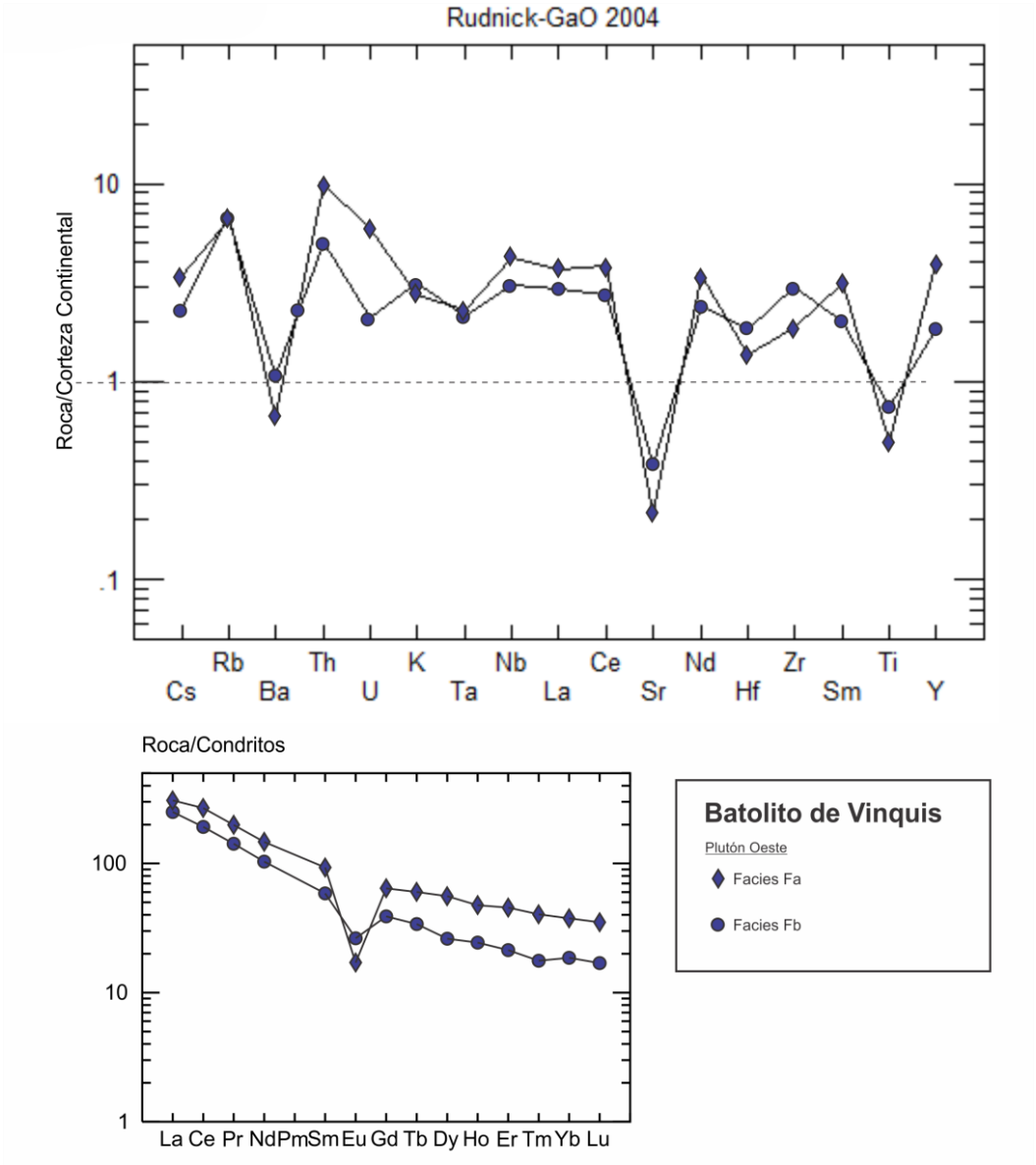


Fig. 10. 11: Arriba un diagrama de multielementos normalizado a la corteza continental (Rudnick y Gao, 2004), para muestras representativas del plutón Oeste de Vinquis (Facies Fb y Facies Fa). Abajo un diagrama de REE normalizados a condrita (Boynton, 1984).

11. GEOCRONOLOGÍA U-Pb E ISÓTOPOS DE Lu-Hf MICROPUNTUAL EN CIRCÓN (LA-MC-ICP-MS)

11. Geocronología U-Pb e isótopos de Lu-Hf micropuntual en circón (LA-MC-ICP-MS)

11.1 *Suite* Characato- facies Mula Muerta (CHA-14)

Los circones de una muestra del granito porfírico de dos micas, próximo a la localidad de Characato son principalmente prismas bipiramidales alargados y prismas cortos (entre 230 - 100 μm de largo y 80 - 45 μm de ancho) con relaciones de aspecto entre 1: 5 y 1: 2 (Fig. Anexo 3 y 4). Sus formas varían de euhedrales a subhedrales y de incoloros a ligeramente marrones.

Las imágenes de catodoluminiscencia, generalmente, muestran núcleos brillantes comúnmente homogéneos, aunque también se observa una zonación irregular o ligeramente oscilatoria y discontinua rodeada por bordes finos más oscuros. De los 49 análisis realizados, 15 se descartaron debido a un alto Pb común (> 4%), discordancia > 10% o concentración de Th negativa.

Se llevaron a cabo medidas para establecer la edad de cristalización del granito. De los bordes de baja CL, lo que sugiere alta concentración de U, no fue posible obtener datos debido a su tamaño similar al punto de ablación láser (32 μm) (15-35 μm). Un *rim* de mayor tamaño (60 μm) que fue posible analizar produjo contenidos elevados de U de 997 ppm y alto Pb común (19%) dando como resultado una edad de 261 Ma (edad $^{206}Pb/^{238}U$) sin significado geológico.

La mayoría de los núcleos medidos (alrededor del 90%) arrojaron edades Cámbricas heredadas (544 a 501 Ma, n = 21). El 81% de estas edades Cámbricas están restringidas entre 537 y 514 Ma. Los restantes núcleos heredados comprenden edades: mesoproterozoicas (n = 1, 1383 Ma), neoproterozoicas (n = 7, Toniano: 962-890 Ma, Criogénico: 676 Ma y Ediacariano: 619-581 Ma) y del Ordovícico Temprano (n = 2, 485 y 475 Ma) (Fig. 11.1, Tabla Anexo 27). Los circones heredados tienen un amplio rango de la razón Th/U de 0,03 a 0,91 lo que no descarta ningún origen para ellos.

Solo tres análisis corresponden a circones magmáticos con edades devónico-carboníferas (364, 356, 349 Ma). Estos tres puntos arrojan una edad de concordancia en el diagrama Tera-Wasserburg (cálculos siguiendo a Ludwig, 2003) de 359 ± 5 Ma (límites de confianza 2σ, lo que permite la incertidumbre en la calibración U / Pb). Esta se considera la mejor estimación para la cristalización del monzogranito huésped. Los circones analizados y las tablas completas están en el Anexo (Fig. anexo 3 y 4, Tabla Anexo 27).

Los análisis de isótopos de hafnio se obtuvieron en el grupo dominante de circones heredados del Cámbrico temprano (532-518 Ma) (Tabla 11.1). Los granos de circón tienen valores εHf_t muy dispersos, que oscilan entre -26.0 y +9.4 pero en su mayoría positivos en el rango entre +3.1 y +9.4 (n = 8). Todos los análisis de núcleo arrojaron valores de Hf_{TDM} en dos etapas que van desde Neoproterozoico temprano a Mesoproterozoico (T_{DM} = 0,83 – 1,50 Ga). Datos de isótopos de Hf desde los *rims* o bordes de crecimiento magmático no pudieron ser obtenidos debido a ya que ellos son muy delgados, y pocos datos analizados otorgaron datos anómalos.

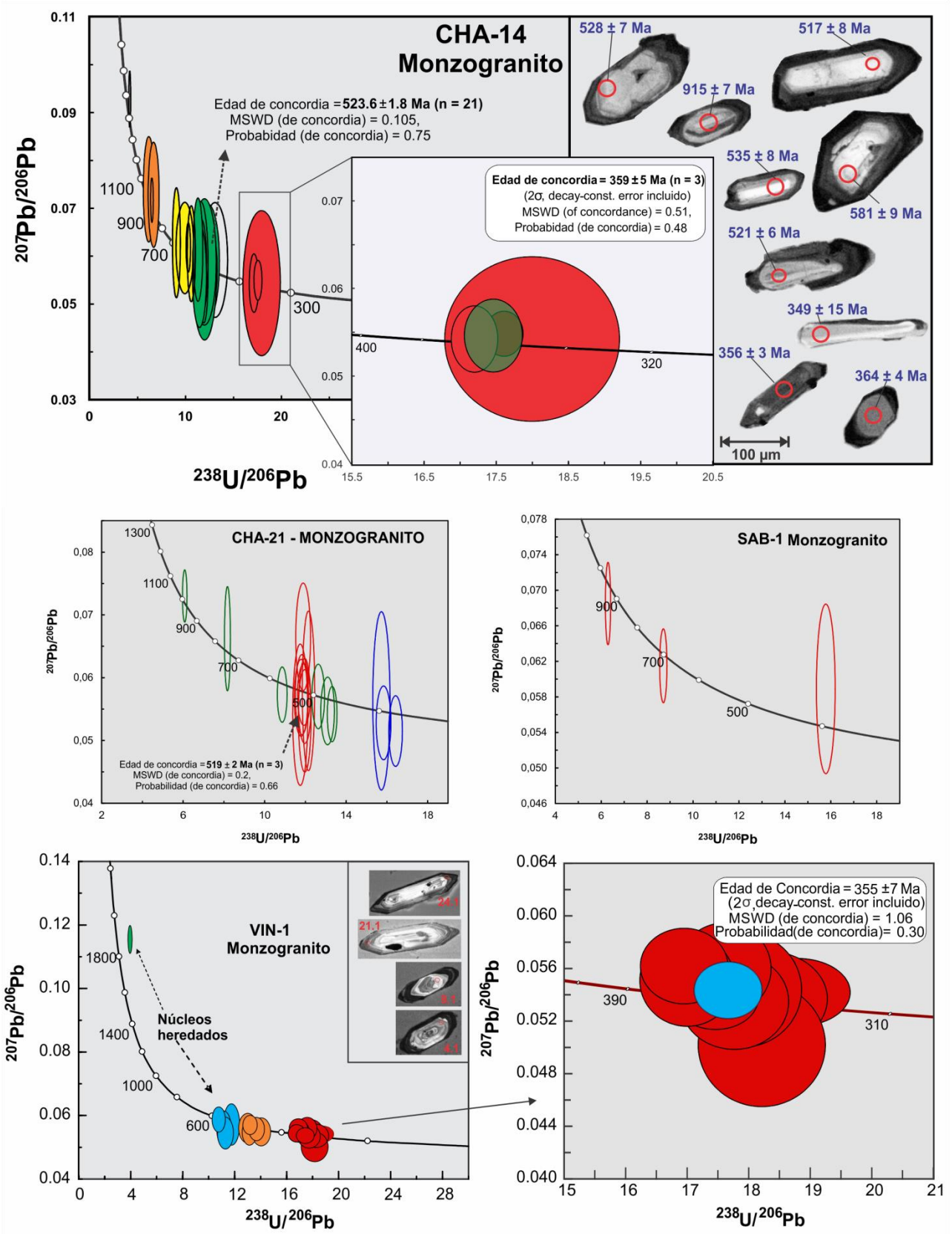


Fig. 11. 1. Dataciones U – Pb LA-MC-ICP-MS sobre circón de distintas muestras representativas de las distintas zonas de estudio proyectadas en un diagrama Tera-Wasserburg. En diferentes colores se identifican las poblaciones heredadas y las magmáticas, indicando también edades de concordia en el caso de que fuera posible calcularlos. De arriba hacia abajo: datos de circones correspondiente a la muestra CHA- 14 (Facies Mula Muerta), CHA-21 (Facies Leucogranito de Mesa del Palmar), SAB-1 (Facies Santa Sabina sur), todas de la suite Characato y VIN-1 (Facies B) del batolito de Vinquis.

Grain	Spot	$^{176}Hf/^{177}Hf$	± 2 σ	$^{176}Lu/^{177}Hf$	± 2 σ	U-Pb Age	$^{176}Hf/^{177}Hft$	εHf	T_{DM}
						(t) Ma		(t)	(Ga)
CHA-14 (inh)	3.1	0.282685	0.000040	0.001690	0.000028	518	0.282668	7.4	839
CHA-14 (inh)	4.1	0.282417	0.000024	0.000263	0.000003	529	0.282414	-1.3	1256
CHA-14 (inh)	5.1	0.282625	0.000026	0.001150	0.000018	527	0.282614	5.7	928
CHA-14 (inh)	10.1	0.282552	0.000031	0.001059	0.000015	527	0.282541	3.1	1047
CHA-14 (inh)	11.1	0.282729	0.000042	0.001565	0.000024	521	0.282714	9.1	764
CHA-14 (inh)	13.1	0.282629	0.000027	0.001137	0.000025	523	0.282617	5.7	922
CHA-14 (inh)	16.1	0.282605	0.000027	0.001471	0.000038	527	0.282590	4.9	966
CHA-14 (inh)	25.1	0.281728	0.000035	0.001353	0.000016	519	0.281715	-26.3	2396
CHA-14 (inh)	27.1	0.282582	0.000029	0.001220	0.000028	532	0.282570	4.2	999
CHA-14 (inh)	30.1	0.282600	0.000034	0.001081	0.000034	532	0.282589	4.9	967

Tabla 11.1: Datos de isótopos Hf mediante ablación láser en los circones heredados datados de la muestra CHA-14 (Facies Mula Muerta, suite Characato). Las condiciones de operacion del láser: GJ1 - 6mJ ou 7.70 J/cm2 (90%), 7Hz, spot = 47um, He (MCF1) = 0.25 l/min (MCF2)= 0.5 L/min, N2 = 1.2 mL/min, 50 ciclos, Excimer Laser - 193nm. Para calcular los parámetros de los isótopos de Hf ver sección Metodología analítica.

11.2 *Suite* Characato- facies Mesa del Palmar (CHA-21)

Entre los circones de una muestra del leucogranito de la región de Mesa del Palmar se reconocen dos poblaciones de circones, unos anhedrales subredondeados a elongados de 112 × 140 μm a 70 × 110 μm y otros principalmente prismas bipiramidales alargados y prismas cortos de grano más fino (entre 180 - 96 μm de largo y 50 - 40 μm de ancho). Los circones analizados y las tablas completas están en la sección Anexo (Fig. anexo 5 y 6, Tabla Anexo 28).

Las imágenes de catodoluminiscencia generalmente muestran núcleos brillantes comúnmente homogéneos, aunque también se observa unas zonaciones irregular o ligeramente oscilatorias y discontinuas rodeadas por bordes finos más oscuros en algunos casos y en otros sin bordes. De los 36 análisis realizados, 19 se descartaron debido a un alto Pb común (> 4%), o concentración Th o U anómalas.

De la población de circones mayores anhedrales se obtuvieron todas edades herencia, la mayoría de los núcleos medidos (alrededor del 60%) arrojaron edades heredadas cámbricas (527 a 510 Ma, n = 8). Los restantes núcleos heredados comprenden edades: ordovícicas (491 – 467 Ma, n = 3) y neoproterozoicas (568, 744 y 982 Ma) (Figura 11. 1). Los circones heredados tienen un amplio rango de la razón Th/U de 0,02 a 0,51.

Respecto de la familia prismática fina, muchos eran demasiado finos como para obtener un buen resultado de un borde y otros tienen Pb común demasiado alto. Solo tres análisis corresponden a circones con edades devónicas (397, 395, 381 Ma). Estos tres puntos arrojan una edad de concordancia Tera-Wasserburg (Ludwig, 2003) de 389 ± 9 Ma (límites de confianza 2σ, lo que permite la incertidumbre en la calibración U / Pb). Sin embargo, no consideramos que sea una adecuada edad para el granito que los aloja, ya que dos de los datos pueden ser edades híbridas debido a mezcla entre borde y núcleo por el pequeño tamaño de los cristales (análisis 33.1 y 10.1, Fig. anexo 5 y 6)

11.3 *Suite* Characato- facies Santa Sabina (SAB-1)

Muy pocos circones fueron obtenidos a partir de esta muestra, los cuales además son muy pequeños (150 × 64 μm a 97 × 67 μm). A diferencia de la muestra CHA-21, aquí solo predominan las formas de prismas cortos.

De los 12 análisis que se pudieron realizar, 8 fueron descartados por el elevado tenor en Pb común (mayor al 4 %). Solo 4 datos de núcleos otorgaron edades $^{238}U/^{206}Pb$: 950, 701, 468 y 396 Ma (Fig. anexo 7, Tabla Anexo 29).

11.4 Granitos fuertemente peraluminosos de Vinquis - facies B (VIN-1)

Las imágenes ópticas y SEM-CL combinadas revelan que los granos de circón separados de VIN-1 son en su mayoría prismáticos alargados con tamaños de entre 350 × 100 μm a 150 × 60 μm a otros prismas cortos de 150 × 80 μm, con zonación oscilatoria y terminaciones subhédricas a euhédricas, en muchos casos desarrollados sobre un núcleo heredado (Fig. anexo 1 y 2).

Un grupo de análisis, ubicado principalmente en los bordes con zonación oscilatoria, otorgaron edades $^{206}Pb/^{238}U$ que varían desde 334 Ma hasta 373 Ma (Tabla Anexo 30). Nueve de esos datos producen una edad Tera-Wasserburg de Concordia (Ludwig, 2003) de 355 ± 7 Ma (límites de confianza 2σ, lo que permite la incertidumbre en la calibración U/Pb), que se considera la mejor estimación para la edad de cristalización del monzogranito huésped (Figura 11.1). Esta edad se solapa con el límite Devónico-Carbonífero (358,9 ± 0,4 Ma, gráfico estratigráfico de IUGS, 2015, *http://www.stratigraphy.org/ inde×.php / ics-chart-timescale*). La relación Th/U de estos circones varía marcadamente de 0,61 a 0,07.

Otros análisis, principalmente ubicados en las zonas centrales de los circones, revelan edades heredadas concentradas en el Neoproterozoico (571 – 546 Ma, n = 3), Cámbrico (525 Ma, n =1) Ordovícico (476 – 442 Ma, n = 5) (Figura 11.1). Un grano produjo una edad herencia mesoproterozoica (1.448 Ma). La relación Th/U de las herencias ordovícicas varía entre 0,03 y 0,10 mientras que para el resto 0,73 y 0,16.

Fueron obtenidos nueve datos isotópicos de Lu-Hf sobre los bordes magmáticos previamente datados. Los circones magmáticos tienen valores variables de εHf_t (t = 355 Ma, tiempo de cristalización), que van desde -9,5 a -1,5, aunque mayormente en el rango -6,8 a -4,9 (Tabla 11.2). Los análisis arrojaron valores de Hf $_{TDM}$ en dos etapas de entre 1,40 y 1,94 Ga (Mesoproterozoica).

Los circones heredados cámbricos y ordovícicos que se midieron arrojaron valores de εHf_t negativos que oscilan entre -5,7 y -1,2 (en el momento de la cristalización) con valores de Hf $_{TDM}$ en dos etapas en un rango de 1,50 y 1,70 Ga. (Tabla 11.2). Notablemente, en el momento en que el granito cristalizó (t = 355 Ma), los valores de εHf_t de los circones heredados habrían sido comparables a los de los circones que cristalizaron en ese momento (εHf_t = -6,7 a -4,1).

Grain	Spot	$^{176}Hf/^{177}Hf$	± 2 σ	$^{176}Lu/^{177}Hf$	± 2 σ	U-Pb Age	εHf	T_{DM}
						(t) Ma	(t)	(Ma)
VIN-1	2.1	0.282299	0.000058	0.001734	0.000093	355	-9.33	1894
VIN-1	3.1	0.282415	0.000065	0.001816	0.000074	355	-5.24	1637
VIN-1	4.1	0.282381	0.000048	0.002191	0.000083	355	-6.51	1717
VIN-1	16.1	0.282425	0.000027	0.001880	0.000105	355	-4.89	1614
VIN-1	17.1	0.282415	0.000049	0.003084	0.000131	355	-5.53	1655
VIN-1	21.1	0.282410	0.000024	0.001761	0.000006	355	-5.38	1646
VIN-1	22.1	0.282291	0.000055	0.001186	0.000090	355	-9.49	1904
VIN-1	23.1	0.282370	0.000031	0.001641	0.000033	355	-6.80	1735
VIN-1	24.1	0.282524	0.000077	0.002329	0.000050	355	-1.51	1401
VIN-1 (inh)	1.1	0.282443	0.000035	0.002036	0.000057	503	-1.23	1497
VIN-1 (inh)	8.1	0.282446	0.000044	0.003380	0.000046	495	-1.74	1523
VIN-1 (inh)	6.1	0.282452	0.000037	0.002649	0.000023	444	-2.33	1520
VIN-1 (inh)	14.1	0.282435	0.000029	0.001887	0.000007	456	-2.44	1537
VIN-1 (inh)	12.1	0.282376	0.000028	0.002242	0.000040	409	-5.66	1700

Tabla 11.2: Datos de isótopos de Hf mediante ablación láser en los circones heredados datados de la muestra VIN-1 (Facies B, batolito de Vinquis). Las condiciones de operacion del láser: GJ1 - 6mJ ou 8.55J/cm2 (100%), 7Hz, spot = 47um, He (MCF1) = 0.25l/min (MCF2)= 0.5L/min, N2 = 1.2mL/min, 50 ciclos, AR80=30V. Para calcular los parámetros de los isótopos de Hf ver sección Metodología Analítica.

12. ISÓTOPOS DE Sm-Nd Y Rb-Sr EN ROCA TOTAL

12. Isótopos de Sm-Nd y Rb-Sr en Roca Total

12.1 *Suite* Characato

Del sector norte del batolito de Achala cinco muestras fueron analizadas para la obtención de los datos isotópicos de Nd y Sr: i) leucogranito Mesa del Palmar, ii) monzogranito porfírico de dos micas del sector de Characato (facies Mula Muerta), iii) monzogranito porfírico de dos micas de Olaen (facies Olaen); iv) enclave granítico alojado en facies Olaen, y v) monzogranito Santa Sabina sur.

Todas las muestras tienen un contenido similar de las relaciones $^{147}Sm/^{144}Nd$ (0,118–0,141) y $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,51215–0,51227). Los valores de Épsilon Nd (εNd_t) calculados a la edad de los granitos (359 Ma) (Tabla 12.1) son marcadamente negativos, con un rango de entre -4,7 y -6,5 (Fig. 12.1). Las edades modelo de Nd en dos estadios (T_{DM}) varían entre 1,44 Ga y 1,58 Ga, i.e., Mesoproterozoico.

Los leucogranitos de Mesa del Palmar y de Santa Sabina tienen las mayores relaciones $^{87}Rb/^{88}Sr$ (52,06 y 87,78, respectivamente) y $^{87}Sr/^{88}Sr$ (1,1768 y 0,9713), mientras que los granitos de dos micas así como el enclave tienen las menores ($^{87}Rb/^{88}Sr$ = 16,78 – 20,88 y $^{87}Sr/^{88}Sr$ = 0,7944 – 0,8283). Las relaciones iniciales de $^{87}Sr/^{88}Sr$ y el εSr de estas rocas, calculados a los 359 Ma, son contrastantes entre las rocas de Characato, Olaen y Mesa del Palmar ($^{87}Sr/^{88}Srt$ = 0,7053-0,7086; εSr_t = 17- 64) y aquellas de Santa Sabina y el enclave granítico (OLA-14) ($^{87}Sr/^{88}Srt$ = 0,7282 y 0,7216; εSr_t = 342- 248, respectivamente) (Tabla 12.2).

12.2 Sierra de Vinquis

Cuatro muestras de los granitos fuertemente peraluminosos de dos micas del batolito de Vinquis (facies A, B, D y E) y tres de los débilmente peraluminosos biotíticos del flanco oeste de Vinquis (facies Fa, Fb y enclave biotítico) fueron analizadas para obtener su composición isotópica de Nd y Sr.

Cada una de las muestras del batolito de Vinquis es representativa de cada una de las facies principales descriptas (Tabla 12.1). Todas las muestras de las rocas fuertemente peraluminosas tienen un valor de la relación $^{147}Sm/^{144}Nd$ de entre 0,130 y 0,153 y de $^{143}Nd/^{144}Nd$ de 0,51212 a 0,51222. Los valores de Épsilon Nd (εNd_t) calculados a la edad de cristalización de estas rocas (355 Ma) (ver sección anterior) (Tabla 12.1) son marcadamente negativos, con un rango de entre -6,1 y -7,8. Las edades modelo de Nd fueron calculadas a través del modelo de dos estadios varían entre 1,54 Ga and 1,68 Ga, i.e., Mesoproterozoico (Tabla 12.1).

Las relaciones isotópicas de Sr en los granitos fuertemente peraluminosos de Vinquis varían levemente de la facies menos evolucionada (facies A) a la más fraccionada (facies D), la relación $^{87}Rb/^{88}Sr$ de 16,75 a 49,43 y $^{87}Sr/^{88}Sr$ de 0,8121 a 0,9459 (Tabla 12.2). La relación inicial de $^{87}Sr/^{88}Sr$ y el εSr de estas rocas calculada a los 355 Ma también tiene una correspondencia con el grado de evolución de los granitos. La facies A de Vinquis

tiene un εSr de 333 ($^{87}Sr/^{88}Srt$ = 0,72656), la facies B de 185 ($^{87}Sr/^{88}Srt$ = 0,71567) y la facies más evolucionada (facies D) tiene valores anómalos de -114 ($^{87}Sr/^{88}Srt$ = 0,69324) (Fig. 12.1).

De los granitoides del flanco oeste (plutón Oeste), débilmente peraluminosos, se poseen datos de la facies de cuarzo monzonita, un enclave biotítico alojado en ella y de la facies de sienogranito más evolucionada. Las rocas graníticas tienen similares relaciones $^{147}Sm/^{144}Nd$ (0,126–0,127) y $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,51229–0,51235), mientras que el enclave tiene valores mayores de la razón $^{147}Sm/^{144}Nd$ (0,140) y muy similar razón de $^{143}Nd/^{144}Nd$ que la roca que lo aloja (Vin-114) (0,51236). Cuando los valores de Épsilon Nd (εNd_t) son calculados a la misma edad de los granitos fuertemente peraluminosos (355 Ma), la cuarzo-monzonita y el enclave poseen valores de -2,5 y -2,9, respectivamente y el granito evolucionado de -3,5. Las T_{DM} varían entre 1,26 Ga y 1,34 Ga, i.e., Mesoproterozoico (Tabla 12.1).

La cuarzo monzonita (facies Fb) cuenta con una relación de $^{87}Rb/^{88}Sr$ = 5,86 y $^{87}Sr/^{88}Sr$ = 0.73804, mientras que el sienogranito evolucionado (facies Fa) tiene una razón de $^{87}Rb/^{88}Sr$ = 14,09 y $^{87}Sr/^{88}Sr$ = 0,78256. La relación inicial de $^{87}Sr/^{88}Sr$ y el εSr de estas rocas calculada a 355 Ma es de 0,70841 y 61, respectivamente para la cuarzo monzonita, mientras que para el sienogranito es de 0,71135 y 103.

Batolito	Unidad	Facies	Roca	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\varepsilon_{(0)}$	$f_{Sm/Nd}$	T_{DM} (Ma)	$\varepsilon_{(TDM)}$	T_1	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\varepsilon_{T1)}$	T_2	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\varepsilon_{(T2)}$	2TDM	TCHUR
				(ppm)	(ppm)							(Ma)	T1		(Ma)	T2		(Ma)	(Ma)
Achala	Characato suite	Leucogranito	CHA-21	2,63	11,91	0,1335	0,512154	-9,44	-0,32	1649	3,86	359	0,511842	-6,54	359	0,511842	-6,54	1652	1161
		Mula Muerta	CHA-14	5,45	23,41	0,1407	0,512202	-8,51	-0,28	1707	3,67	359	0,511873	-5,95	359	0,511873	-5,95	1603	1182
		Olaen	CHA-40	6,69	30,44	0,1329	0,512174	-9,04	-0,32	1603	4,01	359	0,511864	-6,12	359	0,511864	-6,12	1617	1102
		Enclave en Olaen	OLA-14	7,02	35,85	0,1184	0,512197	-8,60	-0,40	1347	4,86	359	0,511920	-5,01	359	0,511920	-5,01	1526	854
		Santa Sabina sur	SAB-1	2,42	10,39	0,1410	0,512266	-7,26	-0,28	1592	4,06	359	0,511936	-4,71	359	0,511936	-4,71	1501	1012
Vinquis	Plutón Oeste de Vinquis	Fa	VIN-92	14,25	68,60	0,1256	0,512292	-6,75	-0,36	1298	5,03	340	0,512014	-3,66	359	0,511999	-3,49	1400	737
		Fb	VIN-114	8,36	39,70	0,1273	0,512347	-5,68	-0,35	1233	5,24	340	0,512065	-2,67	359	0,512050	-2,50	1318	635
		Enclave en Fb	VIN-115	48,73	210,90	0,1397	0,512358	-5,47	-0,29	1398	4,70	340	0,512048	-2,99	359	0,512032	-2,86	1345	744
	Granitos fuertemente peraluminosos	E	VIN-109	8,81	41,00	0,1299	0,512158	-9,37	-0,34	1579	4,09	355	0,511857	-6,34	359	0,511855	-6,31	1632	1091
		B	VIN-1	2,52	10,43	0,1463	0,512121	-10,09	-0,26	1993	2,73	355	0,511782	-7,81	359	0,511780	-7,79	1752	1555
		A	VIN-15	3,30	14,71	0,1354	0,512117	-10,16	-0,31	1750	3,52	355	0,511804	-7,38	359	0,511802	-7,35	1717	1289
		Da	VIN-18	1,81	7,14	0,1532	0,512224	-8,08	-0,22	1964	2,83	355	0,511870	-6,11	359	0,511867	-6,09	1612	1440

Tabla 12.1: Composición isotópica de Sm-Nd de las rocas en estudio.

Batolito	Unidad	Facies	Roca	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$\varepsilon_{(0)}$	T_{DM} (Ma)	$\varepsilon_{(TDM)}$	T_1 (Ma)	$^{87}Sr/^{86}Sr$ T1	$\varepsilon_{(T1)}$	T_2 (Ma)	$^{87}Sr/^{86}Sr$ T2	$\varepsilon_{(T2)}$
Achala	Characato suite	Leucogranito	CHA-21	534,70	30,50	52,0568	0,97130	3787	363	-24,4	359	0,70525	17	359	0,70525	17
		Mula Muerta	CHA-14	375,60	65,30	16,7893	0,79440	1276	385	-24,2	359	0,70859	64	359	0,70859	64
		Olaen	CHA-40	401,40	64,50	18,1740	0,79943	1347	375	-24,3	359	0,70655	35	359	0,70655	35
		Enclave en Olaen	OLA-14	556,90	78,10	20,8825	0,82829	1757	424	-23,9	359	0,72156	248	359	0,72156	248
		Santa Sabina sur	SAB-1	771,10	26,60	87,7788	1,17682	6704	380	-24,3	359	0,72820	342	359	0,72820	342
Vinquis	Plutón Oeste de Vinquis	Fa	VIN-92	335,90	69,50	14,0910	0,78256	1108	400	-24,1	340	0,71437	146	359	0,71055	92
		Fb	VIN-114	297,90	147,50	5,8627	0,73804	476	428	-23,9	340	0,70966	79	359	0,70807	57
	Granitos fuertemente peraluminosos	B	VIN-1	387,70	45,80	24,8250	0,84254	1959	397	-24,1	355	0,71708	185	359	0,71567	165
		A	VIN-15	350,50	61,20	16,7459	0,81214	1528	460	-23,7	355	0,72751	333	359	0,72656	319
		Da	VIN-18	447,20	26,80	49,4277	0,94586	3426	346	-24,5	355	0,69606	-114	359	0,69324	-154

Tabla 12.2: Composición isotópica de Rb-Sr de las rocas en estudio.

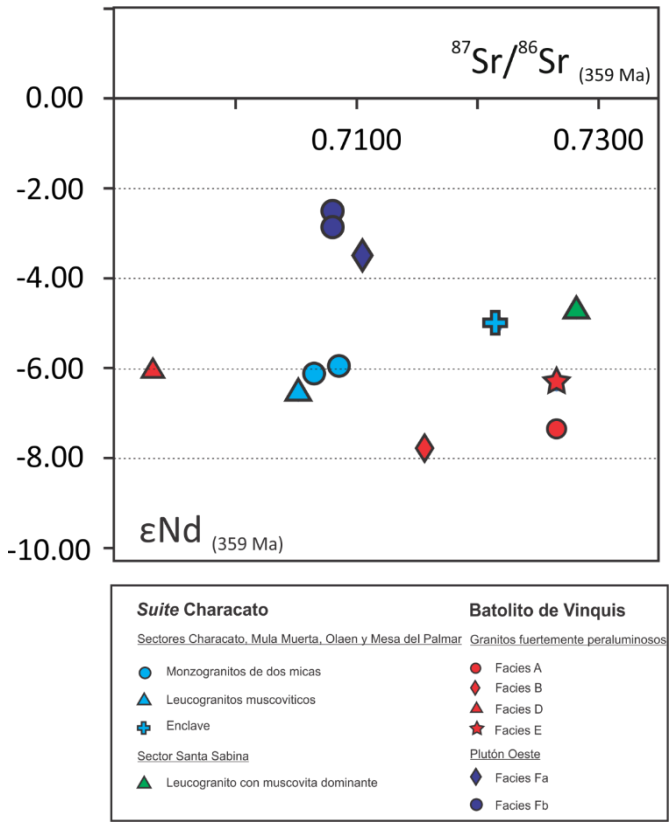


Fig. 12.1. Diagrama de composición inicial de isótopos de Sr-Nd para las rocas en estudio,

13. DISCUSIONES

13. Discusiones

13.1 Edad de emplazamiento de la *suite* Characato (batolito de Achala) y el batolito de Vinquis

En los últimos años se ha incrementado marcadamente el número de edades absolutas precisas sobre las rocas ígneas de las Sierras Pampeanas Orientales, lo cual ha permitido acotar los distintos eventos magmáticos acaecidos en dicha región. En particular, para el evento magmático devónico carbonífero, las principales contribuciones en donde se publican edades precisas son: Dorais *et al.*, 1997, Grissom *et al.*, 1998, Sims *et al.*, 1998, Stuart-Smith *et al.*, 1999, Siegesmund *et al.*, 2004, Baez *et al.*, 2004, 2018, Söllner *et al.*, 2007, Rapela *et al.*, 2008, Grosse *et al.*, 2009, Dahlquist *et al.*, 2006, 2013, 2014, 2016, 2018, Toselli *et al.*, 2011, Fogliata *et al.*, 2012, Dahlquist y Alasino, 2012, Alasino *et al.*, 2012, 2017, Morales Cámera *et al.*, 2017, 2018, Sanematsu *et al.*, 2018.

A partir de esas contribuciones se puede resumir que el magmatismo devónico carbonífero en las Sierras Pampeanas Orientales tiene un amplio rango de edades (U-Pb en circón) con una edad más antigua de 393 ± 5 Ma (batolito de Renca, San Luis, Stuart-Smith *et al.*, 1999) y una más joven de 322 ± 3 Ma (plutón Los Arboles, Catamarca, Dahlquist *et al.*, 2013) (Fig. 13.1). En las sierras Pampeanas Orientales de La Rioja y Catamarca fue definido el magmatismo de edad carbonífera inferior como "Evento tipo A de Sierras Pampeanas Orientales" (EASPA), principalmente caracterizado por el emplazamiento de cuerpos dispersos con composiciones metaluminosas a débilmente peraluminosas con características geoquímicas de granitos tipo A y restringido a las edades de entre los 357 – 322 Ma (Dahlquist *et al.*, 2010, 2013).

La edad obtenida en esta investigación para la facies B de los granitos fuertemente peraluminosos de Vinquis (355 ± 7 Ma) es coincidente con la edad recientemente obtenida por Sanematsu *et al.*, (2018) para la facies A de Vinquis (353 ± 2 Ma). Ambas limitan el magmatismo peraluminoso de la sierra de Vinquis a los comienzos del Carbonífero inferior (Tournasiano, parte baja del Mississipiano). Estas edades confirman que las rocas fuertemente peraluminosas de Vinquis se emplazaron sincrónicamente con los primeros plutones del EASPA (i.e. plutón Huaco y Cerro La Gloria), y también con otros pequeños plutones peraluminosos recientemente datados (i.e. plutones El Pilón (357 ± 4 Ma), en Sierra Brava; Serrezuela (356 ± 3 Ma), en la sierra homónima (Dahlquist *et al.*, 2018); granito La Quebrada (352 ± 4 Ma), sierra de Mazán (Fogliata *et al.*, 2012). También en esta época se emplazan en algunos sectores de las sierras Pampeanas de La Rioja y Catamarca, diques de lamprófiros (Martina *et al.*, 2018).

Las rocas halladas en el flanco oeste de la sierra de Vinquis, denominadas como facies F (plutón Oeste), las cuales intruyen a los granitos peraluminosos de Vinquis pueden estar asociados a los pulsos magmáticos que prosiguieron en el Carbonífero inferior. Las rocas del plutón Oeste de Vinquis comparten muchas de las características isotópicas y geoquímicas (ver sección *El batolito de Vinquis en el contexto del magmatismo Devónico superior-carbonífero inferior*) de los EASPA, mostrando proximidad geográfica con algunos

afloramientos de importancia areal como el Complejo Granítico Zapata, sierra de Zapata (340 ± 3 Ma) y plutón San Blas, sierra de Velasco (344 ± 2 Ma) (Dahlquist *et al.*, 2013; Alasino *et al.*, 2017, respectivamente).

La edad de cristalización obtenida para la *suite* de Characato en este trabajo (359 ± 5 Ma) es similar a la reportada por Rapela *et al.* (1991) para una isócrona Rb-Sr generada entre los granitos porfíricos de dos micas del sector de Characato y leucogranitos del sector de Mesa del Palmar (358 ± 9 Ma). Por lo tanto, se confirma que la intrusión en la región norte del batolito de Achala es un poco más joven que la de los granitos de la región central (379-366 Ma) y representaría un pulso distinto en la edificación del batolito de Achala. Sin embargo, la extensión de este magmatismo más joven representado por la *suite* Characato y sus límites sigue aún sin resolverse.

Hasta hace poco tiempo se reconocía un *gap* entre el magmatismo Devónico tardío y el Carbonífero inferior, reconociéndose que en las Sierras de San Luis el magmatismo estaba restringido al Devónico medio (393–382 Ma), en las Sierras de Córdoba con el batolito de Achala al Devónico superior (379-366 Ma), para luego desarrollarse el antes mencionado EASPA en las provincias de Catamarca y La Rioja (357 – 322 Ma).

En tiempos recientes las antes mencionadas numerosas edades de cristalización de cuerpos graníticos próximas al límite devónico carbonífero aportadas (por ejemplo, Morales Cámera *et al.*, 2017, 2018 y Dahlquist *et al.*, 2018), resultan en eslabones temporales importantes para plantear el continuo entre ambos eventos magmáticos, como fuera recientemente postulado por Dahlquist *et al.* (2018) donde se concluye que el magmatismo Devónico medio-tardío a Carbonífero inferior fue principalmente continuo pero con una variación importante en la geoquímica de roca total y en la composición isotópica a través del tiempo y el espacio. Así mismo otra importante conclusión es que a partir del momento referido, el magmatismo se torna generalizado arealmente ya que los plutones se desarrollan tanto en las Sierras de Córdoba (por ejemplo, *suite* Characato, plutón Serrezuela y plutón Capilla del Monte) como en las Sierras Pampeanas de la Rioja y Catamarca (Fig. 13.1).

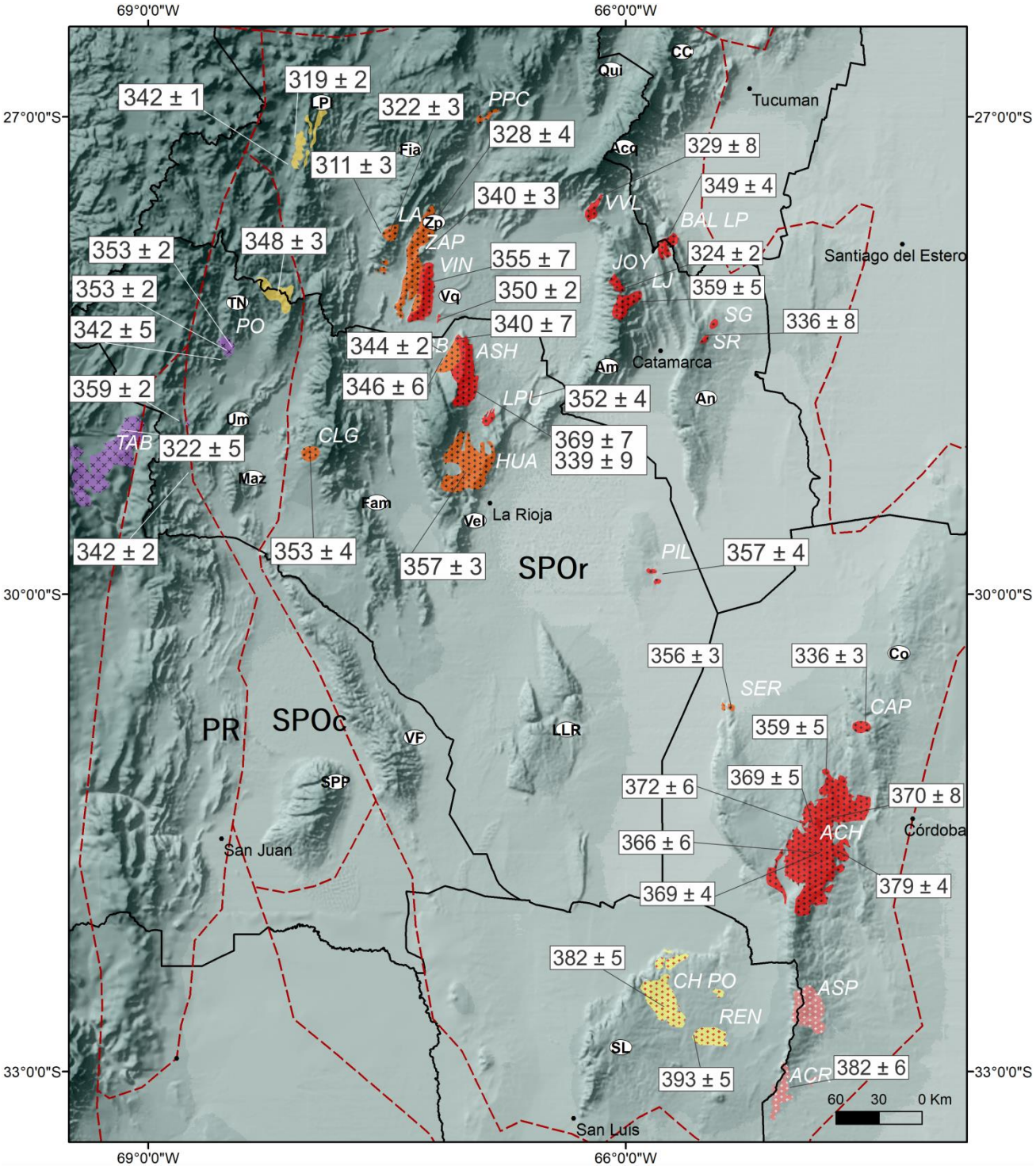


Fig. 13. 1: Gráfico de tiempo-espacio del magmatismo paleozoico tardío en el margen occidental de Gondwana entre los 27 ° -32 ° S (Modificado de Dahlquist et al., 2018). La línea discontinua marca el límite aproximado entre diferentes provincias geológicas. PR Precordillera, SPOr y SPOc Sierras Pampeanas Oriental y Occidental, respectivamente. Sierras: SL, San Luis; Co, Córdoba; LLR, Los Llanos de la Rioja; VF, Valle Fértil; SPP, Pie de Palo; An, Ancasti; Am, Ambato; Vel, Velasco; Fam, Famatina; Vq, Vinquis; Zp, Zapata; Fia, Fiambalá; Qui, Quilmes; CC, Cumbres Calchaquíes; Acq, Aconquija; Maz, Maz; Um, Umango; TN, Toro Negro; LP, Las Planchadaz. Batolitos y plutones: ACR, Achiraz: REN, Renca; CH PO, Chacras Potrerillos; ACH, Achala; CAP, Capilla del Monte; SER, Serrezuela; PIL, Pilón; CLG, Cerro La Gloria; HUA, Huaco, ASH, Asha; VIN, Vinquis; ZAP, Zapata; LA, Los Árboles; JOY, Joyango; LJ, Las Juntas; BAL LP, Balcozna Los Pinos; VVL, Villa Vil; SG, Sauce Gaucho; SR, Santa Rosa; PPC, Papachacra; PO, Potrerillos; TAB, Tabaquito. Las referencias para las edades están en el texto. En rojo los cuerpos fuertemente peraluminosos, en naranja los cuerpos metaluminosos o débilmente peraluminosos, en violeta los granitoides de arco, en ocre las rocas volcánicas, en amarillo los granitoides de San Luis y en rosa los granitoides del sur de Córdoba.

13.2 Origen de la muscovita

La mica blanca es un mineral presente en casi todas las facies de las rocas fuertemente peraluminosas de Vinquis y en todas las de la *suite* Characato. La misma se encuentra en proporciones variables, relegada en relación a la biotita en las facies menos evolucionadas, dominante en los casos de facies diferenciadas y en los leucogranitos como única mica presente. Como fue notado tempranamente por Speer (1984) la presencia de este mineral de origen primario, es un importante indicador de un magma parental peraluminoso. Un magma peraluminoso, o sea, con exceso de alúmina en relación al contenido de álcalis más calcio, puede formar minerales aluminosos como biotita rica en Al, cordierita, granate, turmalina, sillimanita/andalucita y muscovita primaria, siendo la asociación biotita-muscovita la dominante en las rocas peraluminosas (Fleet, 2003).

Existen robustos criterios texturales y composicionales que permiten distinguir muscovitas magmáticas de secundarias. Los más importantes criterios texturales propuestos para reconocer muscovitas primarias son: i) cristales de tamaño de grano grueso, comparable con el de la biotita, ii) tener terminaciones claras siendo subhédricas o euhédricas, iii) no deberían estar encerradas por cualquier mineral del cual la mica puede haberse formado por alteración, iv) no deben tener texturas de reacción con otros minerales v) la roca que la contiene debe presentar una textura ígnea fresca y sin alteraciones (Miller *et al.*, 1981, Speer, 1984, Barbarin, 1996). También las muscovitas consideradas secundarias tienen ciertas diferencias mineraloquímicas con las primarias. Las moscovitas magmáticas son más ricas en Ti, Al y Na y más pobres en Mg y Si que las moscovitas secundarias (Miller *et al.*, 1981). Speer (1984) también reconoce que las muscovitas primarias contienen mayor TiO_2 que las muscovitas tardías o post magmáticas.

Koh y Yun (1999), estudiando las relaciones texturales junto a la composición química mineral de un granito peraluminoso de dos micas de China, identifican que la moscovitas del granito se pueden dividir en seis tipos texturales: (i) intercrecidas junto o cortando a la biotita; (ii) como cristales euhedrales que incluyen pequeños cristales de biotita; (iii) como aislados cristales euhedrales a subhedrales sin inclusiones; (iv) como cristal subhedrales dentro de la plagioclasa; (v) como muscovita en forma de listón dentro de la plagioclasa; y (vi) como un único gran cristal en un dique pegmatítico. A partir del dato de química mineral concluyen que los tipos I, II, III y IV son de origen magmático (moscovita primaria) y los tipos V y VI son de tardías a moscovita posmagmáticas.

Los estudios previos en los granitos del batolito de Achala indican un consenso mayoritario acerca del origen primario de las muscovitas. A partir de criterios texturales (Lira, 1985, Rapela, 1982, Lira y Kirschbaum, 1990, Kirschbaum, 1990) y mineraloquímicos (Dorais *et al.*, 1997, Dahlquist *et al.*, 2014) fueron identificadas tanto muscovitas primaria, como muscovitas secundarias derivadas de feldespato y biotitas en el batolito de Achala. Contrariamente a lo planteado por los anteriores autores, Demange *et al.* (1996) basados en criterios de química mineral consideran que todas las muscovitas del batolito de Achala (inclusive las del área de estudio y solo exceptuando las muscovitas de los leucogranitos granatíferos de la serie Champaquí), aun las que parecen

texturalmente primarias, son en realidad secundarias y derivadas de la lixiviación de biotitas. Por otro lado, en los granitos fuertemente peraluminosos de Vinquis Toselli *et al.* (1992) reconocen muscovita primaria y secundaria.

Distintos tipos texturales son descriptos tanto en los granitos fuertemente peraluminosos de Vinquis como en los de la *suite* Characato en esta investigación: i) cristales de tamaño similar al de las biotitas, asociadas a ellas mostrando continuidad cristalográfica o sus clivajes cruzados y en algunos casos contienen relictos o inclusiones de biotitas en su interior. Su relación puede ser de intercrecimiento o de reemplazo; ii) cristales con bordes bien definidos, euhedrales a subhedrales, de tamaños que rondan los 3 mm de largo (o similares a los minerales dominantes en la matriz) y con ausencia de contacto con algún mineral del cual puedan formarse por alteración; iii) cristales de grano medio a grueso anhedrales e irregulares como rellenando espacios; iv) cristales de grano fino subhedrales a euhedrales principalmente alojados en plagioclasas; v) cristales euhedrales de grano fino dispersos en la matriz y aislados.

Cuando las muscovitas reconocidas son proyectadas en los diagramas ternarios de clasificación genética de Speer (1984) modificado por Poklepovic (2007) (FeO-TiO_2-MgO) y de Miller *et al.*, (1981) (Mg-Ti-Na) (Fig. 13.2), las muscovitas de tipo i, ii, iii de ambos batolitos ocupan el campo de las muscovitas magmáticas, mientras que las de tipo iv ocupan el campo de muscovitas secundarias, similar a lo obtenido por Koh y Yun (1999). Se diferencian levemente las muscovitas medidas del leucogranito Santa Sabina de la *suite* Characato, las cuales tienen una composición dominantemente fengítica y se proyectan próximas al límite con el campo de las muscovitas secundarias.

Algunas consideraciones son importantes. Las muscovitas tipo (i) dominantes en la mayoría de las rocas, inclusive las que contienen pequeñas inclusiones de biotita, no contienen minerales opacos entre los clivajes, tienen colores de interferencia homogéneos y no presentan abundantes minerales accesorios como las biotitas contiguas, por todo lo anterior se sugiere entonces un indiscutido carácter primario y ambas micas representarían minerales intercrecidos. Las muscovitas tipo (iv) finas alojadas mayormente en plagioclasas son en general interpretados como productos de procesos sericitización/moscovitización y químicamente mantienen esa coherencia.

Es destacable la presencia en los leucogranitos muscovíticos de la región de Santa Sabina (*suite* Characato), la presencia de muscovitas finas afectando de manera general a todos los feldespatos, marcando un proceso de moscovitización generalizada más abundante que en el resto de las rocas estudiadas. Así mismo, la composición de las distintas micas medidas en esta roca tiene una composición diferente al resto de las muscovitas de las distintas muestras, con muy elevados contenidos de F, Mn y Fe generando una composición fengítica.

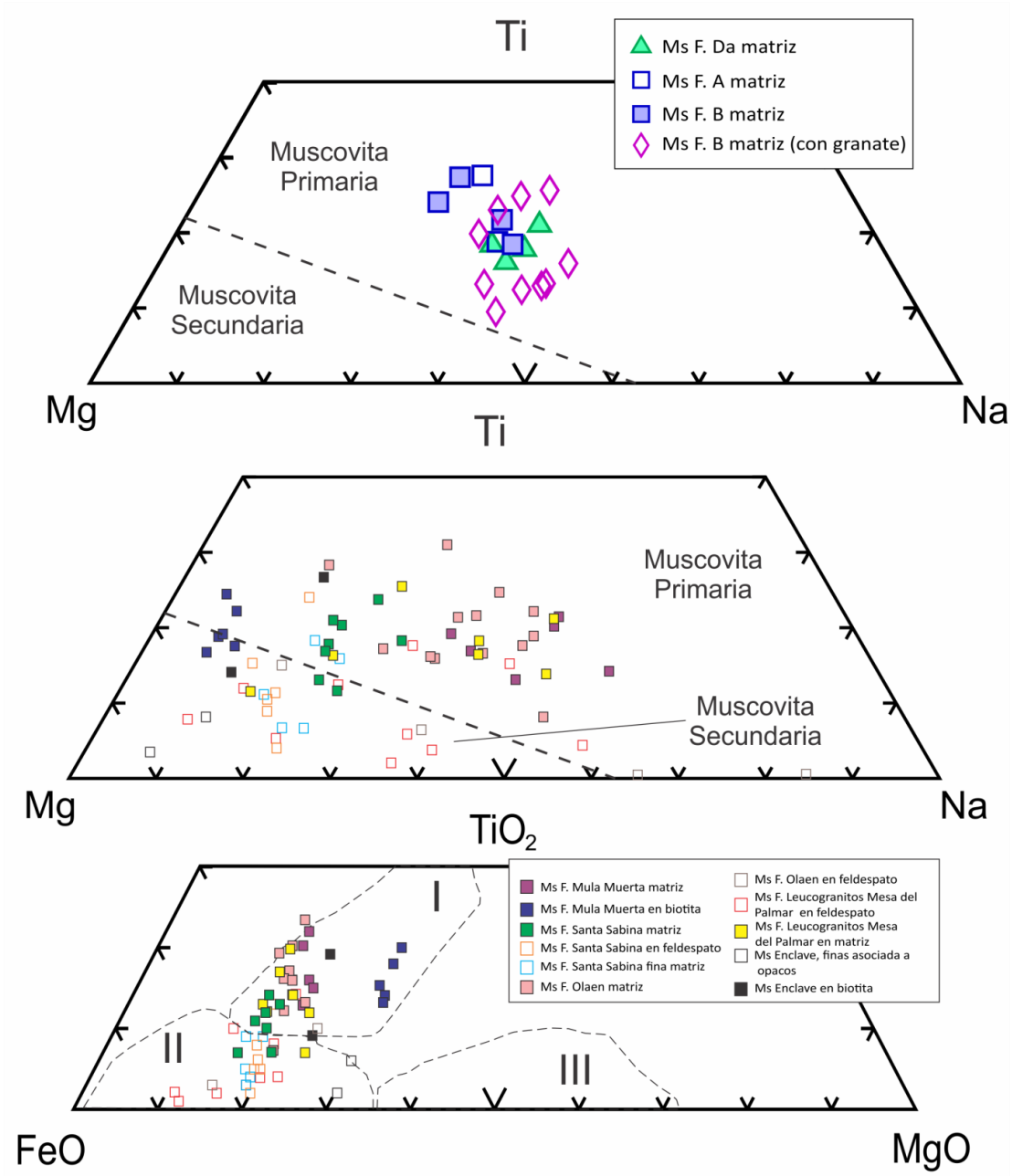


Fig. 13. 2: Los diagramas superíores (batolito de Vinquis arriba y suite Characato abajo) corresponden al diagrama de clasificación genético de Miller et al. (1981) (Mg-Ti-Na). El diagrama inferíor corresponde al de Speer (1984) modificado por Poklepovic (2007) (FeO-TiO_2-MgO) y se proyectan las rocas de la suite Characato; las numeraciones corresponden a: I) muscovitas magmáticas; II) muscovitas tardiomagmáticas a posmagmaticas y III) muscovitas hidrotermales.

13.3 La biotita como indicadora de su magma parental

Varios estudios (por ejemplo, Abdel Rahman, 1994; Shabani *et al.*, 2003; Dahlquist *et al.*, 2010, 2014, 2016) demuestran que la composición de la biotita ígnea refleja la naturaleza de los magmas parentales. Abdel Rahman (1994) propuso un diagrama empírico donde las biotitas de los granitos de *suites* anorogénicas alcalinas (tipo A), *suites* orogénicas calcoalcalinas y *suites* peraluminosas se pueden discriminar a partir de sus concentraciones FeO^t, MgO y Al_2O_3. Las biotitas de *suites* peraluminosas están enriquecidas en aluminio, las de granitos tipo A en hierro y la de granitos calcoalcalinos en magnesio.

Cuando las biotitas de los granitos fuertemente peraluminosos de Vinquis y del norte del batolito de Achala son proyectadas en los diagramas de clasificación de Abdel Rahman (1994), estas se ubican en el campo de las biotitas propias de *suites* peraluminosas. De esta forma, confirman el carácter primario peraluminoso y preponderante del magma que les dio origen, de manera coincidente a otras evidencias mineralógicas, geoquímicas, isotópicas. A su vez refuerzan la premisa de que las biotitas reflejan la naturaleza de los magmas. A diferencia de las anteriores, las biotitas de los granitos tipo A metaluminosos del Carbonífero inferior emplazados sincrónicamente se proyectan en el campo delas *suites* anorogénicas alcalinas (tipo A) (Dahlquist *et al.*, 2010).

Los granitos dominantes emplazados en el Carbonífero inferior en las sierras Pampeanas Orientales con composición metaluminosa a débilmente peraluminosa tipo A, contrariamente a los anteriores sí reflejan la naturaleza primaria típica de granitos tipo A, como lo demuestra Dahlquist *et al.*, (2010).

Diversos autores notan que en los granitos del batolito de Achala las biotitas, y otros minerales (muscovita y apatita magmáticos y muscovita deutérica), están enriquecidas en flúor (Demange *et al.* 1996, Dorais *et al.* 1997, Dahlquist *et al.*, 2014). Estas evidencias junto con otras como el enriquecimiento en F de las pegmatitas vinculadas al magmatismo achaliano (Dorais *et al.* 1997) o la presencia de varios minerales de skarn enriquecidos en F en ciertas rocas metamórficas metasomatizadas en los márgenes del batolito (Franchini *et al.* 1998 a y b, Franchini y Lira, 1999), sugieren que el magma parental que dio origen a los granitos del batolito de Achala estaba enriquecido en F.

Las concentraciones de F (% en peso) de las biotitas de los granitos del centro norte del batolito de Achala varían de 1,59 a 3,01 (en Dorais *et al.*, 1997) y de 0,94 a 1,50 (en Dahlquist *et al.*, 2014). Los datos aquí presentados de las biotitas de Vinquis muestran que las facies más evolucionadas tienen contenidos de F similares (1,02 a 1,44 % en peso), mientras que la facies principal algo menores y más variables (0,55 % - 1,05 %, (prom.: 0,85 %, n = 4). Las rocas de la facies Olaen varían de 0,43 a 1,94 % (promedio: 1,26 %, n = 7) y las de la facies Mula Muerta de 0,95 a 1,88 % (promedio: 1,34 %, n = 6). Destacan las biotitas finas resguardadas en cuarzos de los granitos de Santa Sabina y las de los enclaves alojados en la facies Olaen por tener los más altos tenores de F (2,38 - 2,99 % y 1,18 – 2,38 %, respectivamente).

Realizando una revisión de distintos granitos peraluminosos orogénicos del mundo obtenemos que el contenido de F (% en peso) de las biotitas es la siguiente: i) para distintos granitos tipo S del orógeno Varísico de España y Portugal los rangos son: 0,3 y 1,3 % (Merino Martínez, 2014), 0,0 a 0,48 %, aunque los más fraccionados alcanzan 1,17 % (Villaseca *et al.*, 2008), 0,0 a 0,86 % (Antunes *et al.*, 2008), 0,33 a 0,62 % (Carvalho *et al.*, 2012), 0,14 a 0,82 % (un dato llega a 1,58 %) (Neiva *et al.*, 2002); ii) los granitos tipo S del orógeno famatiniano de Argentina varían de 0,09 a 0,50 % (Dahlquist *et al.*, 2005, 2007); iii) granitos tipo S del Lachland Fold Belt en Australia varían entre 0,44 % y 0,56 % (Clarck *et al.*, 2005); iv) de 0,16 a 0,45% en un granito peraluminoso apalachiano de Estados Unidos (Speer, 1981); v) en un granito tipo S devónico de Nueva Escocia varían de 0,33% a 0,54% (Yaowanoiyothin y Barr,1991).

A partir de los datos anteriores se destaca que las rocas del extremo norte de Achala en general superan a las de los granitos orogénicos, mientras que las de Vinquis también superan en algunos casos o su promedio se solapa con los mayores valores de los rangos de los granitos tipo S orogénicos.

De la bibliografía destacan algunos granitoides fuertemente peraluminosos con altos contenidos de flúor: i) los granitos varísicos del batolito Cornubian del SO de Inglaterra, el cual está constituido por diversos plutones peraluminosos con distintos grados de evolución, dominando los granitos de dos micas y en menor medida los de granitos con micas de Li, estando algunos de ellos asociados a mineralizaciones de estaño y todos emplazados en un contexto extensional post orogénico. Los contenidos de F varían de plutón a plutón (p. ej., plutón Land's End entre 0,12% y 1,86 %; Bodmin de 0,54 % a 0,76%; Carn Marth de 1,74 % a 4,41%; St. Austell de 2,46 % a 8,68 %) (Simons *et al.*, 2016); ii) los granitos varísicos del batolito Erzgebirge, de Alemania, el cual está formado por granitos tipo S biotíticos, de dos micas y de micas de Li, los cuales se han desarrollado en un contexto de extensión generalizada causada por el colapso de un orógeno, están asociados a depósitos de alta temperatura de Sn y W y también de U y son coetáneos al emplazamiento de granitos tipo-A débilmente peraluminosos (Förster *et al.*, 1999, Breiter *et al.*, 2012). Sus contenidos de F (% en peso): 0,54 a 0,88, 0,73 a 2,04 y 2,38 a 7,78, respectivamente (Förster *et al.*, 1999); iii) Las vulcanitas fuertementemente peraluminosas de Macusani (equivalentes a un granito tipo S de dos micas) de edad miocena-plioceno ubicadas en la Cordillera Oriental de Perú, depositadas en un arco interno (*inner arc*) alejado en relación al arco magmático principal andino contemporáneo y asociadas a mineralizaciones de U, tienen alto contenido de F en las biotitas (1,18 % a 3,61%) (Pichavant *et al.*, 1988).

Por otro lado, una elevada concentración de F en el fundido es una característica que en parte define a los granitos tipo A (Whalen *et al.*, 1987) y se reconoce en varios de ellos (Dall´Agnol *et al.*, 2012 y ejemplos allí). Así mismo el elevado contenido de flúor en este tipo de granitos también se revela al estudiar sus concentraciones en las biotitas (por ejemplo, Dorais *et al.*, 1997, Dahlquist *et al.*, 2010).

Los batolitos de Achala y Vinquis tienen biotitas con una composición de naturaleza peraluminosa, pero con altos contenidos de flúor, lo cual es un reflejo de un magma parental peraluminoso y rico en flúor. Estas

características hacen que los granitos se diferencien de los clásicos granitos tipo S del mundo y se asemejan a ejemplos particulares de rocas peraluminosas y a los granitos tipo A. Estas características hibridas también fueron también identificadas por otros autores en el batolito de Achala (p. ej., Lira y Sfragulla, 2014).

13.4 Fuente de los granitos fuertemente peraluminosos tipo A

Intentar resolver cual podría haber sido la fuente de las rocas graníticas en estudio es esencial para comprender la petrogénesis de las mismas, ya que como lo plantean diversos autores, la fuente es la que ejerce el control principal en la geoquímica de los magmas graníticos (por ejemplo, Clemens y Stevens, 2012). La naturaleza y el origen de fundidos félsicos se ha relacionado con la fusión parcial de metasedimentos siliciclásticos o rocas metaígneas (Chappell, 1979; Chappell y White, 1974), o mediante la mezcla y / o hibridación de materiales derivados del manto y la corteza (por ejemplo, Castro *et al.*, 1999; Patiño Douce, 1999; Healy *et al.*, 2004; Dias *et al.*, 2002; Kemp *et al.*, 2007). La ausencia de rocas máficas expuestas en las dos áreas estudiadas sugiere que fuentes corticales jugaron un rol clave en la generación de estas rocas. Para el batolito de Achala se ha sugerido que la fuente dominante habría sido la corteza retrabajada (desde datos isotópicos, Dahlquist *et al.*, 2013) en particular una corteza metasedimentaria (desde datos geoquímicos, por ejemplo, Cuney *et al.*, 1989, Lira y Kirschbaum, 1990, Dahlquist *et al.*, 2014).

13.4.1 Fuente inferida a partir de la señal de geoquímica de roca total

La mineralogía fuertemente peraluminosa (i.e., muscovita y biotita) que constituye la asociación mineral de estas rocas asociada a la elevada peraluminosidad de la geoquímica de roca total indica que la fuente de los monzogranitos es consistente con rocas corticales continentales (metasedimentaria y/o ígnea intermedia a félsica, *e.g.*, Miller, 1985).

Una estimación de las composiciones de elementos mayoritarios de fundidos puros derivados de rocas corticales puede ser obtenida a partir de fundidos experimentales generados desde rocas con composiciones similares a la de los protolitos inferidos y en condiciones de presión, temperatura, y a(H_2O) próximas a las que ocurrieron naturalmente en el proceso de fusión (Sawyer, 2008).

En orden de contrastar los posibles protolitos de los granitos fuertemente peraluminosos, los datos de geoquímica de roca total de las rocas en estudio son comparados con las de fundidos experimentales de diferentes rocas ígneas/metaígneas intermedias a félsicas y metasedimentarias. Para simplificar el proceso, los fundidos fueron seleccionados teniendo en cuenta los siguientes puntos: i) las condiciones de emplazamiento de los magmas fueron aproximadamente de entre 2 y 3 kbar y las condiciones de fusión no debieran ser mayores a 10 kbar (ver sección 13.6, "*Estimadores de las condiciones P y T"*); iii) las rocas de caja no registran metamorfismo regional devónico-carbonífero por ello deben haber estado suficientemente distantes de la zona de fusión; iv) los fundidos experimentales generados a elevadas actividades de H_2O (*a*H2O) se tornan ricos en CaO y Na_2O y pobres K_2O, generando así fundidos tonalíticos a trondhjemíticos (Patiño Douce, 1996, Patiño

Douce y Harris, 1998, Castro, 2013, Weinberg y Hasalova 2014); v) la máxima temperatura en granulitas generadas en una corteza profunda es de alrededor de 1000 °C (*e.g.*, Downes, 1993; Kilpatrick and Ellis, 1992; Korhonen *et al.*, 2014; Rudnick, 1992); vi) fuentes ricas en anfíboles (anfibolitas, basaltos y andesitas) generan fundidos pobres en SiO_2 y con elevado contenido de $MgO + FeO^t$.

Teniendo en cuenta lo anterior, se contrastará entonces con fundidos experimentales derivados de rocas con anfíbol más biotita (tonalitas y granodioritas), rocas con biotita como única mica (gneises biotíticos, metapelitas y metagrauvacas) y rocas con biotita y muscovita (gneises de dos micas, metapelitas y metagrauvacas) a partir de la base de datos compilada por Gao *et al.* (2016), en condiciones de P de entre 5-10 kbar, temperaturas de hasta 900°C y sin fluidos agregados (fusión deshidratada) o con menos de 4 % de agua agregada.

Cuando comparamos las rocas graníticas fuertemente peraluminosas del batolito de Vinquis y los del norte de batolito de Achala con los fundidos experimentales resulta evidente como todas ellas se solapan con los campos que estos forman, siendo difícil distinguir un protolito en particular. Destaca que las rocas menos diferenciadas de la *suite* Characato (región de Tasti) se solapan con las tres fuentes posibles, mientras que las rocas de la región de Olaen y Characato no se proyectan en el campo de fundidos derivados de rocas con Amp + Bt. Las rocas más evolucionadas geoquímicamente se solapan con los fundidos derivados de los metasedimentos de dos micas. La mayoría de rocas de los granitos fuertemente peraluminosos de Vinquis solapan con los tres campos, excepto dos muestras poco evolucionadas que solapan con los campos de los fundidos generados a partir de rocas con biotita o con biotita y anfíbol (Fig. 13.3). Entonces, de acuerdo a estos diagramas, fuentes tanto metasedimentarias como metaígneas/ígneas (de dos micas o biotíticas) podrían ser sugeridas como fuentes de los granitos.

Según Jung y Pfänder (2007), la relación CaO/Na_2O puede utilizarse para inferir la composición de origen de los granitos peraluminosos ya que dependería de la relación en la fuente. Así las rocas metapelíticas pobres en CaO con $CaO/Na_2O = 0,5$, generaría fundidos con bajas relaciones CaO/Na_2O, mientras que metagrauvacas o rocas metaígneas que las cuales tienen $CaO/Na_2O = 0,3\text{-}1,5$, generarían fundidos más ricos en CaO. Los granitos tipo S también se caracterizan por tener relaciones $CaO/Na_2O < 0,5$ (por ejemplo, Bea *et al.*, 1994, Williamson *et al.*, 1996, Ballouard *et al.*, 2017, Merino Martínez *et al.*, 2014, Guo y Wilson, 2012, Pressley y Brown 1999; Tomascak *et al.*, 2005, Rapela *et al.*, 1998, 2002, Rossi *et al.*, 2002, Larrovere *et al.*, 2016, Dahlquist *et al.*, 2005, 2007; Grosse *et al.*, 2011) y podrían generar fundidos con dichas características.

Las rocas del norte del batolito de Achala se caracterizan todas por poseer muy bajos valores de la relación CaO/Na_2O (0,04 – 0,27), más en acuerdo con una fuente metapelítica u otra fuente muy pobre en Ca como son los granitos tipo S. Las rocas graníticas del batolito de Vinquis son levemente más enriquecidas en la relación CaO/Na_2O (0,17 – 0,47) manifestando quizá una fuente algo más rica en Ca que las del batolito de Achala, solapándose con todas las fuentes (Fig. 13.4).

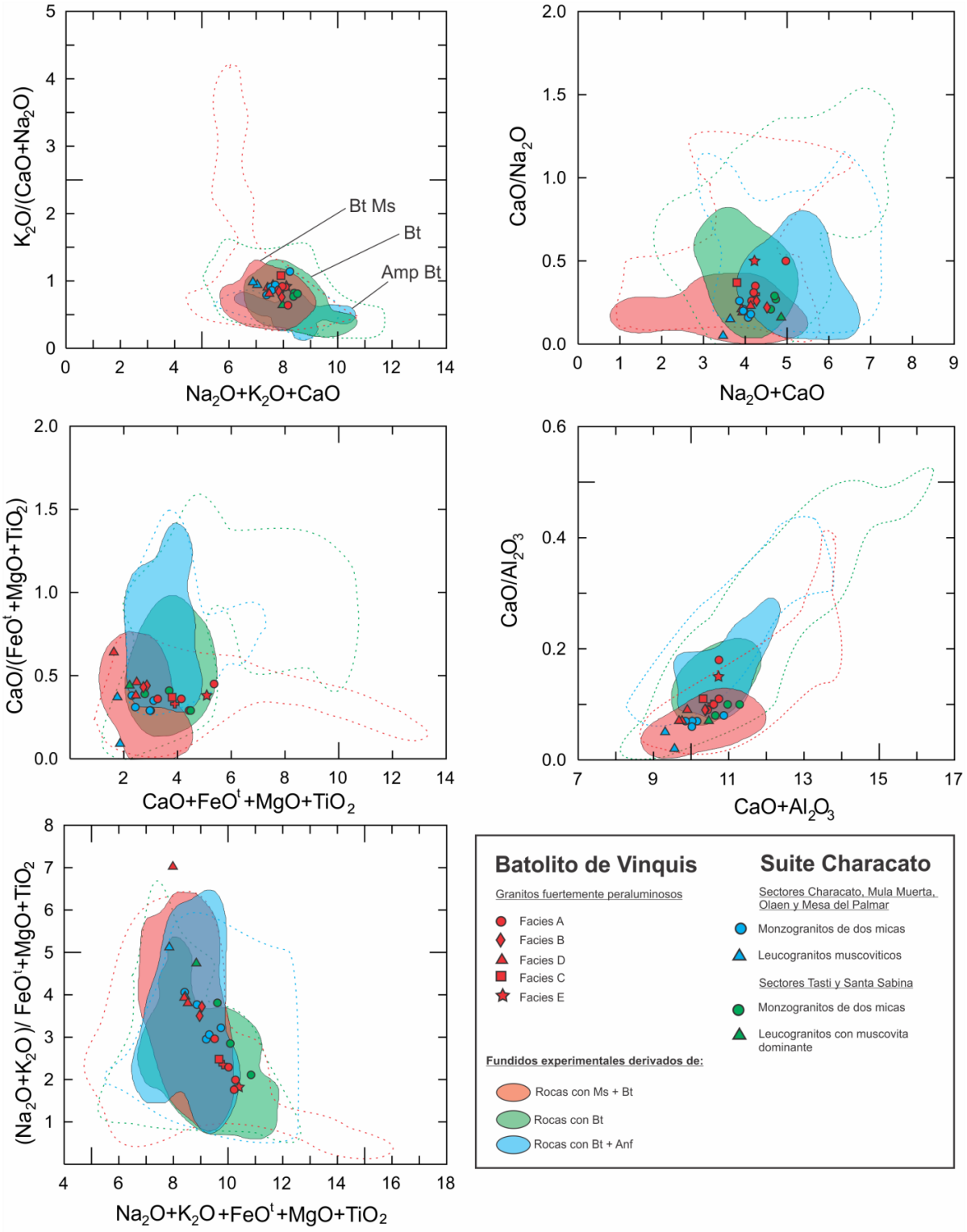


Fig. 13.3: Composiciones de elementos principales de las rocas fuertemente peraluminosas de Vinquis y de la suite Characato en diagramas (en porcentaje molar) con diferentes razones de elementos mayoritarios. Se proyectan los campos de composiciones de fundidos experimental producidos por diferentes procesos de fusión en condiciones de deshidratación de rocas corticales que contienen micas y/o anfíboles (base de datos de Gao et al., 2016). Los campos coloreados representan la mayoría de los fundidos experimentales. Las líneas discontinuas representan el total de datos de fundidos experimentales Las relaciones entre elementos son a partir de Patiño Douce (1999).

Sylvester (1998), reconocen que prácticamente todas las concentraciones de Rb, Sr y Ba en sistemas graníticos están contenidas en mica y feldespato (por ejemplo, Harris e Inger, 1992) e identifican que las rocas fuertemente peraluminosas postcolisionales con altos contenidos de la relación CaO/Na_2O tienden a tener menores razones de Rb/Sr y Rb/Ba que las de baja relación CaO/Na_2O, e interpretan que probablemente refleja fuentes pobres y ricas en arcilla, respectivamente. Todas las rocas, tanto las del batolito de Achala como las del batolito de Vinquis, se proyectan en el campo de rocas derivadas de fuentes ricas en arcillas (Fig. 13.4).

Sin embargo, las concentraciones de Rb, Ba y Sr, así como las de Na y el Ca, además de ser dependientes de su abundancia en la roca fuente, son marcadamente dependientes del proceso de fusión (sus condiciones (P-T-aH_2O) y la mineralogía restítica) (Sylvester, 1998), haciendo dificultoso conocer cuál de las dos variables tuvo más peso. Por ejemplo, sí se funde la misma fuente, pero en un caso la restita está dominada por plagioclasa rica en Ca y en otro por biotita, los fundidos serán contrastantes en las concentraciones de los mencionados elementos, en el primer caso será rico en la razón Rb/Sr y pobre en CaO/Na_2O y en el segundo caso viceversa.

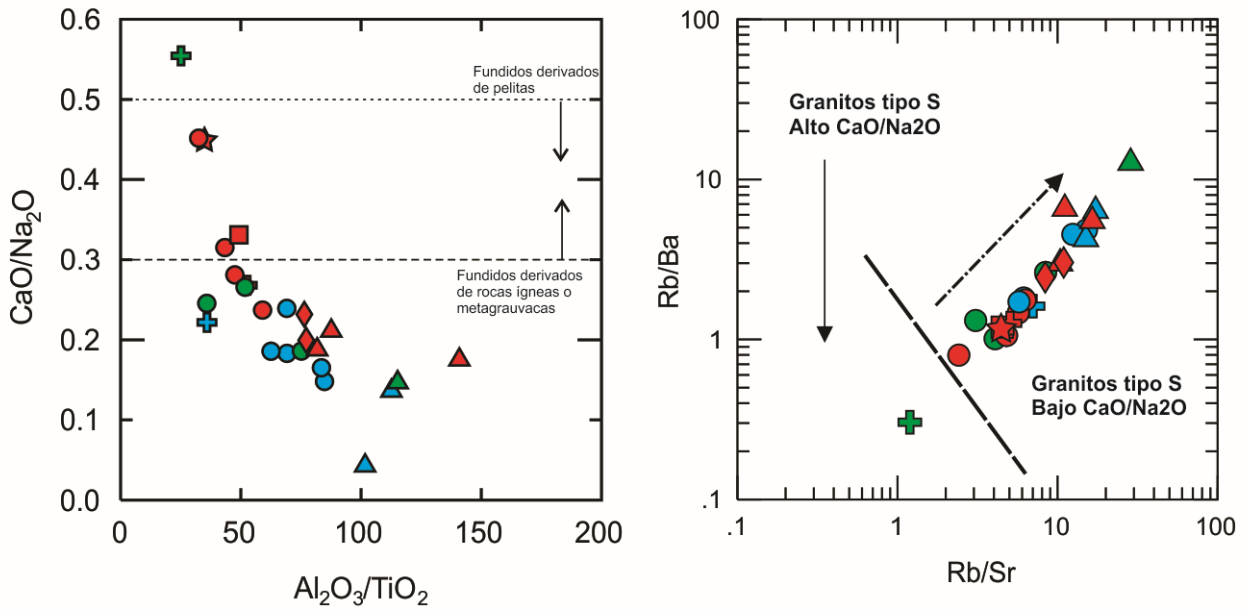


Fig. 13.4: Diagramas CaO/Na_2O frente a Al_2O_3/TiO_2 y Rb/Ba frente a Rb/Sr para granitoides fuertemente peraluminosos a partir de Sylvester (1998) y Jung y Pfänder (2007). En estos diagramas se proyectan las rocas fuertemente peraluminosas de ambos batolitos en estudio.

13.4.2 Fuente inferida a partir de los isótopos de Nd y Sr en roca total

Los datos isotópicos de roca total son una herramienta robusta para discriminar la fuente de las rocas ígneas, en particular los isótopos de Nd y Sr han sido ampliamente utilizados para tal fin (por ejemplo, Rollinson, 1993, Faure, 2001).

Los valores de εSr_t positivos y los de εNd_t marcadamente negativos junto con la ya mencionada geoquímica de roca total sugieren que los magmas parentales de los monzogranitos en estudio estuvieron asociados a la fusión de la corteza continental.

Con el fin de restringir la / s fuente / s de los magmas graníticos tipo A fuertemente peraluminosos en estudio, evaluamos la composición isotópica de Nd y Sr de las principales unidades geológicas que componen la corteza continental pre-devónica aflorante en las Sierras Pampeanas Orientales: i) granitos del arco calcoalcalino del Cámbrico temprano (*granitoides pampeanos*), ii) granitoides del arco calcoalcalino del Ordovícico temprano (*granitoides famatinianos*), iii) rocas metasedimentarias de alto y bajo grado que representan a la "Serie Puncoviscana", iv) granitos tipo-S cámbricos y ordovícicos, v) exponentes de metasedimentos pospampeanos (serie Post-Puncoviscana), vi) granitoides ordovícicos de las Sierras de Córdoba, vi) granulitas félsicas de las Sierras de Córdoba.

Las rocas de la *suite* Characato tienen valores de εNd_t similar a los del basamento metamórfico correspondiente a la serie Puncoviscana, a los granitoides de arco Pampeano y Famatiniano, solapan parcialmente con los granitos tipo-S (El Pilón y Juan XXIII) y con las granulitas aluminosas restíticas (granulita Río Santa Rosa) (Fig. 13.5). Los metasedimentos Post-Pampeanos tienen valores de εNd_t algo menores.

Las rocas del batolito de Vinquis cuentan con valores de εNd_t levemente más negativos que los de la *suite* Characato, solapando con todas las rocas desarrolladas durante los orógenos pampeanos y famatinianos y parcialmente con las rocas pospampeanas.

Por lo tanto, los datos de los isótopos de Nd sugieren que la mayoría de las rocas que componen el basamento pre devónico de las Sierras Pampeanas Orientales podrían ser candidatos apropiados como fuentes de los magmas parentales que dieron origen a los monzogranitos en estudio y podrían ser explicados sin la presencia del manto en la fuente.

Las relaciones isotópicas de Sr entre las rocas de la *suite* Characato y el batolito de Vinquis tienen un comportamiento diferente. Las relaciones iniciales para los granitos de Vinquis son variables, pero se solapan muy bien en los campos de rocas desarrolladas durante los orógenos Pampeano y Famatiniano, soportando la misma conclusión que para el isótopo de Nd.

Las relaciones iniciales de Sr para las rocas de la *suite* Characato (excepto el caso del leucogranito Santa Sabina con muy elevada relación Rb/Sr) son más bajas que casi todas las fuentes contrastadas excepto las

granulitas félsicas. Tempranamente, Rapela (1982) notó en rocas de la región central del batolito de Achala un similar comportamiento y sugirió que estas proporciones iniciales más bajas de $^{87}Sr/^{86}Sr$ que las rocas metamórficas que componen el basamento de las Sierras Córdoba indican que los magmas no pudieron derivar completamente de la fusión de las mismas.

Los datos isotópicos de Sr suelen ser algo más difícil de cuantificar debido a la susceptibilidad del mismo a posibles efectos de alteración sobre todo en rocas con muy baja concentración de Sr (Champion *et al.*, 2013; Ballouard *et al.*, 2017). Además, rocas sometidas a diferentes eventos térmicos, como los que sufrieron las rocas de los basamentos metamórficos que hacen de caja a los granitos devónicos y carboníferos, también son susceptibles a la modificación de las relaciones iniciales del Sr. Por lo tanto, estos datos deben evaluarse con precaución.

Existen numerosos ejemplos de granitos tipo-S Hercínicos generados durante la orogenia Varísica en donde el protolito es estudiado a partir de herramientas como el patrón de circones heredados, los datos isotópicos de Hf en circón o los isótopos de Nd en roca total, pero que cuentan con relaciones iniciales de $^{87}Sr/^{86}Sr$ más bajas (por ejemplo, Bickle *et al.* 1988, Villaseca *et al.* 1998, Carvalho *et al.* 2012, Merino Martínez *et al.* 2015). Para explicar dicha diferencia algunos autores (por ejemplo, Bickle *et al.*, 1988, Villaseca *et al.* 1998) sugieren que las relaciones iniciales se reducen con grado metamórfico creciente hasta que se alcanzan las condiciones anatécticas, debido a que los fluidos acuosos expulsados durante el metamorfismo de prograd homogenizan estas relaciones isotópicas. Por lo tanto, los magmas graníticos derivados de una fuente profunda la cual ha sufrido mayores condiciones de metamorfismo no necesariamente tendrán la misma composición isotópica que las rocas metamórficas equivalentes en el nivel de emplazamiento de los graníticos. En áreas orogénicas, por ejemplo, las fuentes de los granitos no son las rocas metamórficas aflorantes, sino que se localizan a niveles corticales más profundos (por ejemplo, Hanchar *et al.*, 1994; Miller *et al.*, 1992; Villaseca *et al.*, 1999).

De manera similar a lo que ocurre en los granitos fuertemente peraluminosos Hercínicos las relaciones isotópicas de Sr de los granitos del norte del batolito de Achala tienen llamativas similitudes con las rocas granulíticas félsicas que afloran al sur de las Sierras de Córdoba, formadas por cordierita y granate (Otamendi *et al.*, 2006). Siguiendo la interpretación de Bickle *et al.* (1988) se podría hipotetizar que la fuente de los granitos de la *suite* Characato estaría vinculada a rocas ligadas al proceso de la formación de las granulíticas félsicas en la corteza profunda pampeana, es decir los granitos félsicos peraluminosos que complementarían a estos residuos.

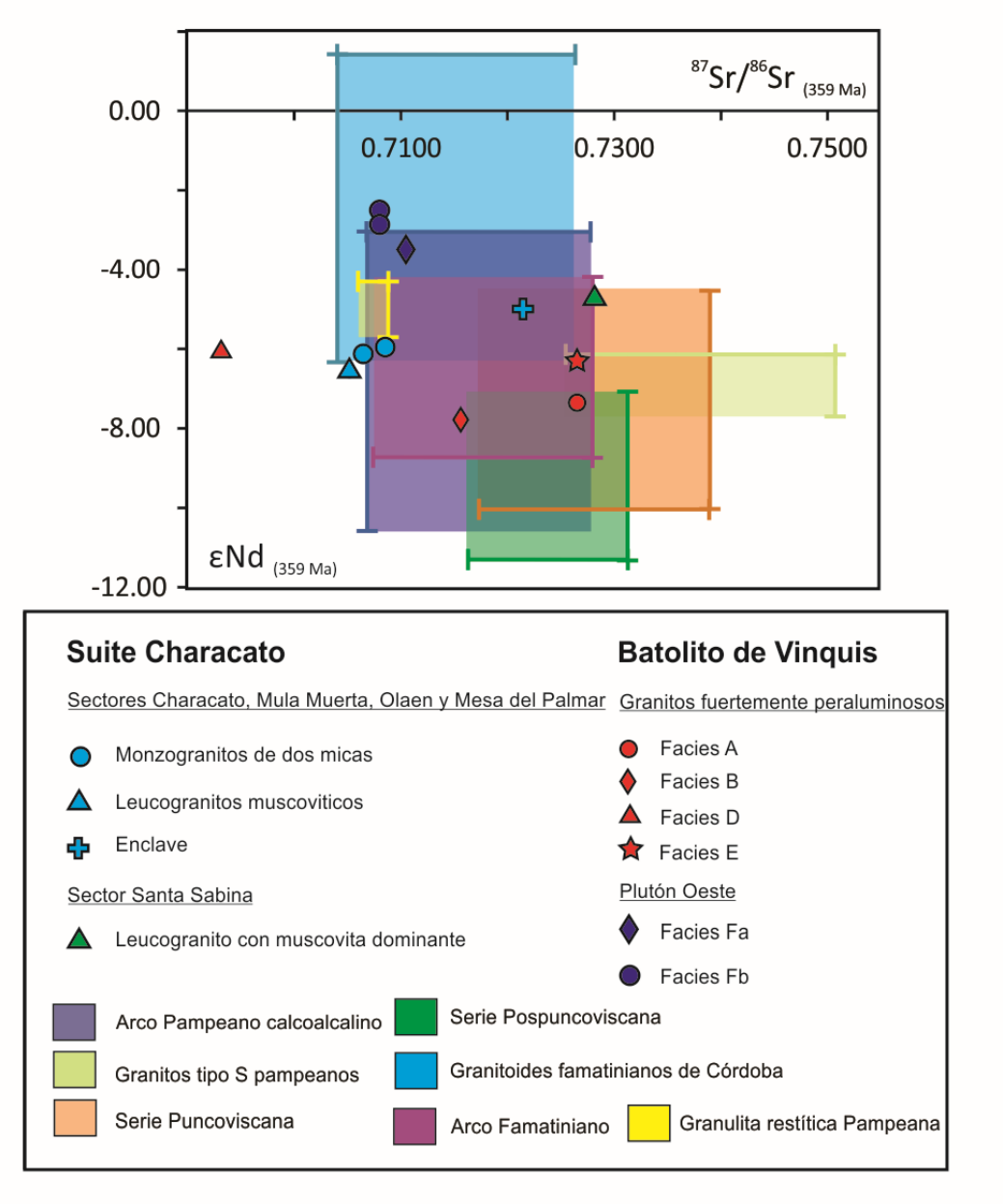


Fig. 13.5. Diagrama de composición inicial de isótopos de Sr-Nd para las rocas en estudio, en comparación con granitos del arco subalcalino del Cámbrico temprano y granitos de tipo S representantes del magmatismo pampeano, granulitas restíticas del basamento Pampeano, representantes del basamento metasedimentaRío de la Serie Puncoviscana de Sierras de Córdoba y San Luis, granitoides ordovícicos de Sierras de Córdoba, metasedimentos de la Serie post-Puncoviscana de Sierras Pampeanas y granitoides del arco famatiniano. (Datos de Iannizzoto et al., 2013, Rapela et al., 1998, 2002; Drobe et al., 2009, 2011; Escayola et al., 2007; Steencken 2004, 2011; Pankhurst et al., 1998; Collo et al., 2009; Dahlquist et al., 2013. Los campos se crearon a partir de los datos extremos de los isótopos de Sr y Nd de cada grupo de rocas.

13.4.3 Fuente inferida a partir del patrón de circones heredados

Como es bien sabido, el patrón de circones heredados en granitos peraluminosos es una herramienta poderosa para intentar probar la fuente de los magmas parentales (por ejemplo, Williams, 1995, Keay *et al.*, 1999, Villaros *et al.*, 2012). Para ello es necesario tener claro cuáles son las edades que registran los posibles protolitos, desde los principales eventos ígneos félsicos y metamórficos de alto grado donde se generaron circones, hasta cuales fueron las principales cuencas sedimentarías y sus poblaciones de circones detríticos.

Entonces una breve reseña de las edades registradas en los circones de las principales unidades ígneas y metamórficas pre-devónicas aflorantes en las Sierras Pampeanas Orientales es necesario realizar.

Las edades de los circones en el basamento pre-devónico de las Sierras de Córdoba se pueden resumir de la siguiente manera: i) un basamento metasedimentario de bajo a alto grado (Serie Puncoviscana) con un patrón de edades de circón detrítico fuertemente bimodal, mostrando picos a ca. 570-670 y ca. 1000 Ma (Schwartz y Gromet, 2004, Rapela *et al.*, 2016 y sus referencias); ii) el arco magmático pampeano que incluye: granitoides de tipo I calcoalcalinos con edades que van desde ca. 537 a 528 Ma (Casquet *et al.*, 2018 y sus referencias); iii) migmatitas pampeanas y granitos fuertemente peraluminosos (tipo-S) desarrollados durante el clímax del metamorfismo a 530-520 Ma (Rapela *et al.*, 2002). Estas rocas tienen complejos patrones de distribución de edades heredadas, con picos compuestos a ca. 1,400, 1,100–1,000, 900–800 y 700–580 Ma (Stuart-Smith *et al.*, 1999; Murra *et al.*, 2016), y iv) plutones ordovícicos de pequeño volumen (460-480 Ma) (Rapela *et al.*, 1998, Pankhurst *et al.*, 2000).

La *suite* Characato tiene un espectro de edades de circón heredado constituido por un pico fuertemente dominante de ca. 520 Ma y picos menores de edades ordovícica (ca. 476), neoproterozoica (560-760 Ma y 870-1000 Ma) y escasas edades de 1300-1400 Ma (Fig. 13.6). Este patrón heredado reproduce las edades del basamento ígneo - metamórfico aflorante en las sierras de Córdoba antes descripto y confirma lo postulado por las evidencias isotópicas, la corteza pre-devónica en su conjunto puede haber sido la fuente potencial de estos granitos. En particular el dominante pico del Cámbrico inferior podría indicar que las rocas desarrolladas en ese momento y generadoras de circones (es decir, granitos tipo-S y migmatitas) tuvieron un rol preponderante en relación a las demás.

El contenido de edades heredadas obtenidas para la muestra datada del batolito de Vinquis (Vin-1) descripto en la sección 11 (*Geocronología U-Pb e isótopos de Lu-Hf micropuntual sobre circón*) es menor que la de los granitos de la *suite* Characato, sin embargo, algunas inferencias pueden ser realizadas.

Como fue previamente mencionado el basamento pre-Devónico aflorante en las Sierras Pampeanas Orientales de La Rioja y Catamarca está dominado por dos grupos litológicos: i) granitoides calco alcalinos del arco famatiniano (Rapela *et al.*, 2018, Otamendi *et al.*, 2017 y referencias allí) con edades de entre 486-463 Ma y ii) rocas metasedimentarias pospampeanas las cuales tiene un pico principal de ca. 525 Ma, y menores de

edades neoproterozoicas, mesoproterozoicas y paleoproterozoicas (Rapela *et al.*, 2016; Ramacciotti *et al.*, 2018 y referencias allí).

La mitad de los núcleos heredados de la muestra VIN-1 se corresponden con edades ordovícicas propias del arco famatiniano y las otras edades del Cámbrico inferior y el Ediacariano son similares a la de los picos principales de circones detríticos de las rocas metasedimentarias pospampeanas (Fig. 13.6). La hipótesis directa, es que este conjunto de rocas participó en la fuente de los granitos fuertemente peraluminosos de la sierra de Vinquis. Esto estaría de acuerdo con los valores más negativos de εNd_t con relación a aquellos valores del batolito de Achala.

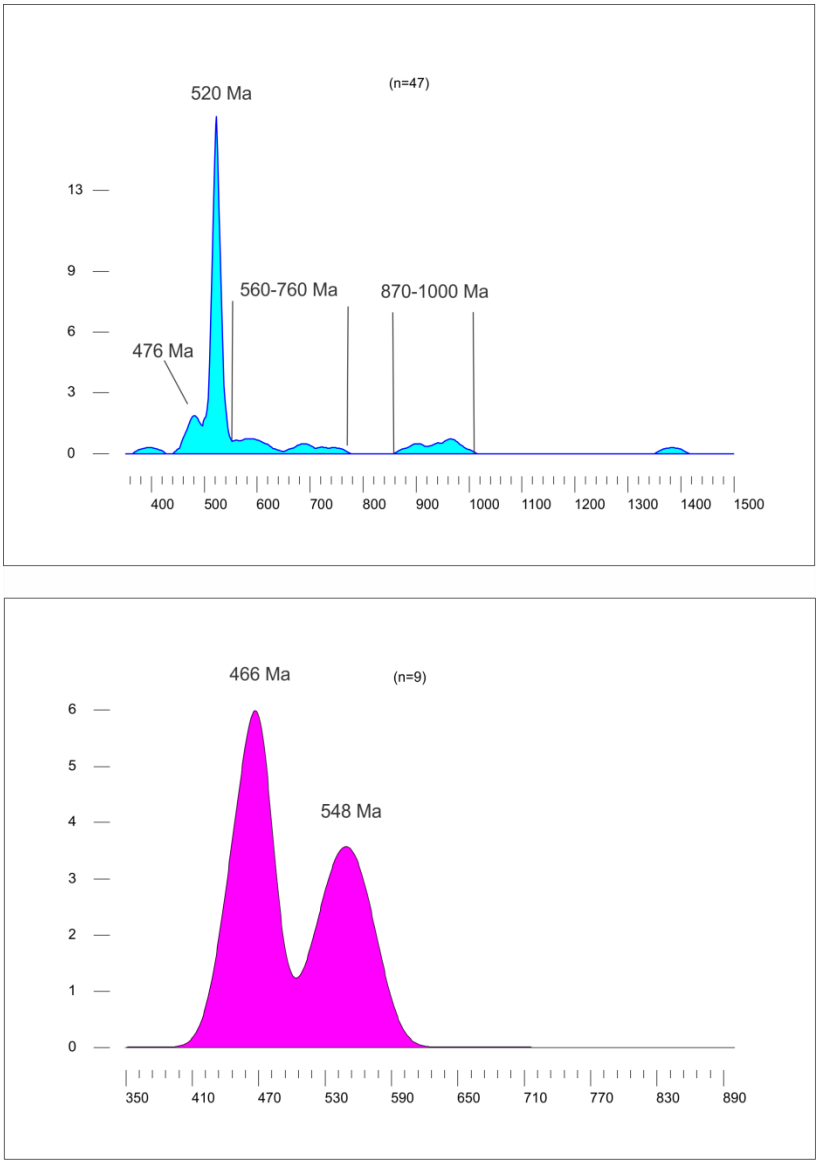


Fig. 13.6. Diagramas U – Pb de densidad de la probabilidad. El superíor corresponde al total de los circones heredados obtenidos de las rocas de la suite Characato y el infeRíor a los circones heredados de la Facies B de Vinquis.

13.4.5 Fuente inferida a partir del isótopo de Hf de los circones

Los circones heredados dominantes (pico del Cámbrico temprano) de los monzogranitos de la *suite* Characato tienen valores εHf_t que varían de –1,3 a +9,4, excluyendo un análisis (–26.0) (Figura 13.7a). Estos granos de circón muestran un rango considerable en εHf_t con variaciones que abarcan hasta 10 unidades de ε, aproximadamente un orden de magnitud mayor que la incertidumbre común en la determinación de εHf_t (por ejemplo, Kemp *et al.*, 2007; Dahlquist *et al.*, 2013). Valores de εHf_t altamente positivos no se han informado hasta el momento en circones del Cámbrico temprano de granitoides del arco pampeano de las Sierras Pampeanas (Dahlquist *et al.*, 2016), la Cordillera Oriental (Hauser *et al.*, 2011 y Ortiz *et al.*, 2017), o el Cape Suite del orógeno de Saldania en Sudáfrica (Villaros *et al.*, 2012). Además, los circones detríticos del Cámbrico temprano en rocas sedimentarias o metasedimentarias depositadas en el margen pre-andino del centro-sur de Gondwana durante el paleozoico (por ejemplo, sedimentos/metasedimentos pospampeanos) muestran valores εHf_t principalmente negativos, solo un grano tiene εHf_t de > +3,1 (Augustsson *et al.*, 2016; Otamendi *et al.*, 2017), manifestando que quizá es una fuente que no está aflorando en las Sierras Pampeanas.

Chernicoff *et al.* (2012) reportaron un segmento pobremente expuesto del arco magmático pampeano (aproximadamente 520 Ma) en la provincia de La Pampa, el cual está compuesto por metadioritas calcoalcalinas, metagranitos, metapyroxenitas toleíticas y metagabros (Complejo ígneo El Carancho). Los bordes magmáticos analizados de circón de la metadiorita muestran valores de εHf_t positivos restringidos de +7,18 a +9,37, lo que sugiere un origen juvenil. Siendo hasta el momento los únicos datos publicados de circones pampeanos fuertemente positivos. Sin embargo, la refusión de una corteza con signatura isotópica juvenil debería generar magmas con valores εNd_t y εSr_t también juveniles y se debería manifestar en una geoquímica acorde también (es decir, no fuertemente peraluminosas, ricas en Ca, en elementos máficos, etc.).

Recientemente, Casquet *et al.* (2018) han reportado rocas de la serie Puncoviscana en el flanco occidental de las Sierras de Córdoba (filitas Los Túneles) que incluyen circones detríticos de edad brasiliana (es decir, Neoproterozoico, que varían de 562 a 690 Ma) con valores positivos de εHf_t. Trabajos recientes (Villaros *et al.*, 2012; Farina *et al.*, 2014; Tang *et al.*, 2014) sugieren que la heterogeneidad de los isótopos de Hf en los circones de los magmas peraluminosos se puede heredar directamente de los circones de la fuente durante la disolución y la recristalización en la cámara magmática (Villaros *et al.*, 2012; Farina *et al.*, 2014; Tang *et al.*, 2014). El lapso de tiempo entre la disolución y la cristalización magmática permite que se produzca cierto grado de equilibrio, pero la homogeneización completa se ve obstaculizada por la lenta difusión de Zr en la masa fundida. Farina *et al.* (2014) concluyeron que la transferencia de la composición isotópica de Hf es más efectiva en magmas peraluminosos debido a la baja solubilidad del circón. Además, se espera que los granitos de tipo S tengan la mayor variación isotópica de Hf en los circones magmáticos debido a la abundancia de circones heredados en la fuente.

Por otro lado, se acepta que los granitos peraluminosos anatécticos (por ejemplo, granito El Pilón o Juan XXIII) las migmatitas y las granulitas aluminosas del Cámbrico temprano en las Sierras de Córdoba son el resultado de la fusión parcial de la Serie Puncoviscana (Rapela *et al.*, 2001; Otamendi *et al.*, 2001; Escayola *et al.*, 2007). Esto podría explicar los valores de εHf_t positivos de los circones magmáticos del Cámbrico heredados en granitos de la *suite* Characato: cuando el εHf_t de los circones detríticos neoproterozoicos de las filitas Los Túneles se calculan a una edad de 525 Ma, se obtienen valores similares a los valores dominantes de εHf_t reportados para los circones heredados de los granitos de la *suite* Characato (Fig. 13.7a). Desde esta interpretación entonces, la fuente que aporta dichos podrían ser los granitos anatécticos y/o las migmatitas pampeanas.

Los circones magmáticos en los granitos de la Sierra de Vinquis cuentan con valores de εHf_t que varían desde –9,5 a –1,5, aunque mayormente en el rango –6,8 a –4,9, mientras que los circones heredados del Cámbrico y del Ordovícico tienen εHf_t negativo (–1,2 y –5,7 en el momento de la cristalización). Notablemente, en el momento en que el granito cristalizó (t = 355 Ma), los valores de εHf_t de los circones heredados habrían sido comparables a los de los circones magmáticos (εHf_t = –4.1 a –6.7). Entonces, siguiendo la hipótesis de la transferencia isotópica entre circones de la fuente y circones magmáticos, antes comentada, (Villaros *et al.*, 2012, Farina *et al.*, 2014), la signatura isotópica de Hf en los circones magmáticos provendría dominantemente de los circones cámbricos y ordovícicos. Adicionalmente, se interpreta que las rocas hospedantes de dichos circones jugaron un rol preponderante en la fuente de los magmas fuertemente peraluminosos de Vinquis.

La mayor proporción de datos de Hf fueron obtenidos sobre núcleos con edades heredadas que se corresponden con las rocas desarrolladas durante el orógeno famatiniano. Las rocas plutónicas famatinianas tienen valores de εHf_t (489-465 Ma) en un rango variable de entre –0,3 y –18,9 (Otamendi *et al.*, 2017, Dahlquist *et al.*, 2013). Las edades heredades ordovícicas de los granitos de Vinquis (n = 4) se solapan con las de las rocas plutónicas (Fig. 13.7b). Por otro lado, el pico de edad cámbrica inferior de los metasedimentos pospampeanos tiene un amplio rango, pero dominantemente negativo de εHf_t entre –1,6 a –9.2 (Augustsson *et al.*, 2016, Otamendi *et al.*, 2017). El único dato obtenido de la herencia cámbrica de los granitos de Vinquis se encuentra dentro de este rango (Tabla 13.7b).

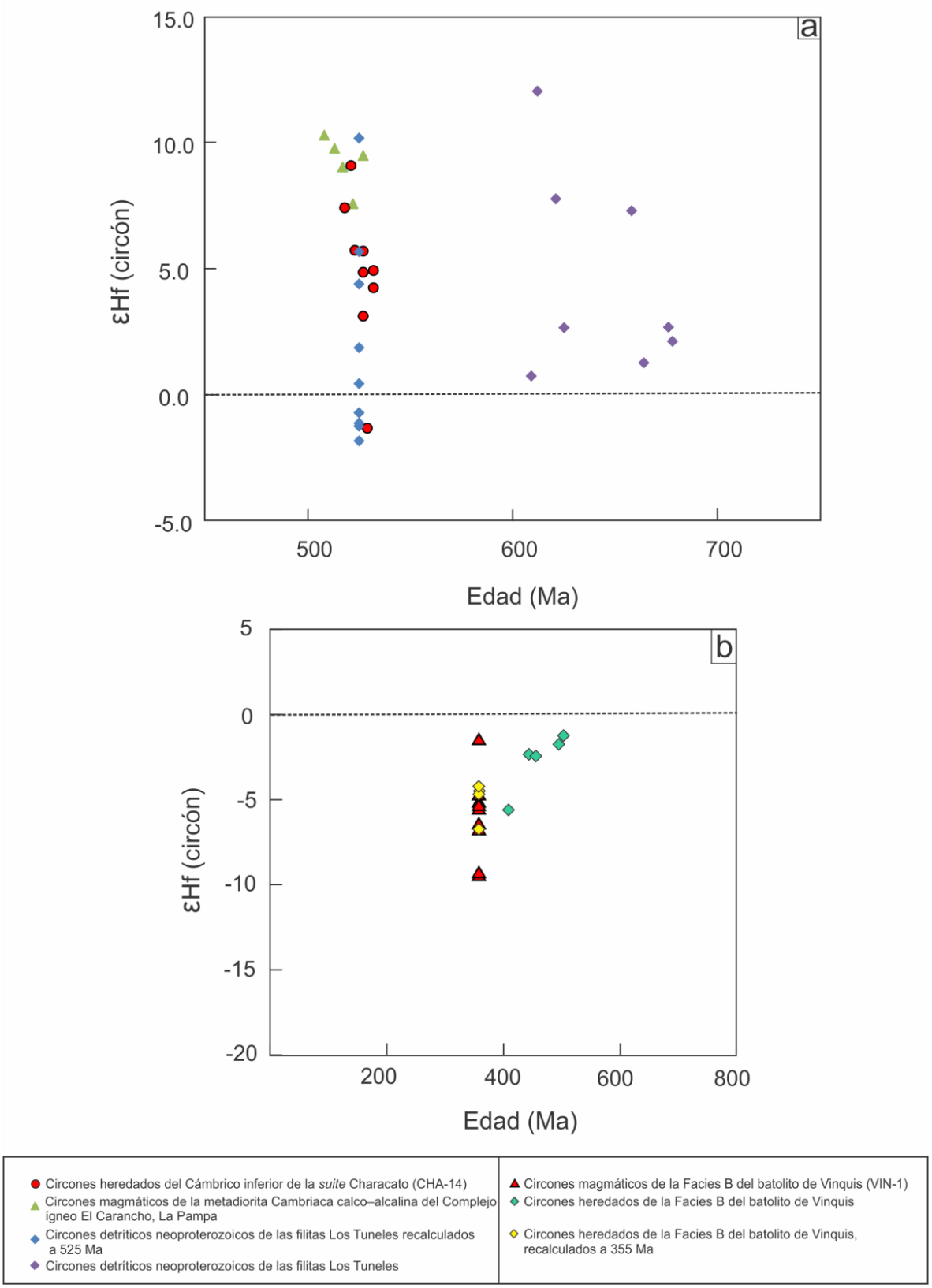


Fig. 13.7:a) Valores de la edad versus εHf_t para los circones heredados del Cámbrico temprano alojado en el monzogranito CHA-14 en comparación con los de la metadiorita cámbrica perteneciente a el Complejo Igneo el Carancho (Chernicoff et al., 2012) representante juvenil del magmatismo pampeano y el εHf_t de los circones detríticos neoproterozoicos de las filitas de Los Tuneles (Casquet et al., 2018) representativos de la Serie Puncoviscan en las Sierras de Córdoba y su εHf recalculado a 525 Ma. b) Valores de edad versus εHf_t para los circones del Carbonífero temprano y su herencia alojados en el granito VIN-1 (Facies B, del batolito de Vinquis).

13.4.6 Conclusiones sobre la fuente

Sobre la base de todos los datos presentados (geoquímica, isótopos Sr-Nd, herencia de circón y composición isotópica de Hf en circón), sugiero que la fuente de los monzogranitos de la *suite* Characato es una corteza heterogénea compuesta principalmente por granitos tipo-S y/o migmatitas pampeanas, granitoides famatinianos y, probablemente, rocas metamórficas de grado bajo a medio de la Serie Puncoviscana de las Sierras de Córdoba. Por lo tanto, el magmatismo devónico-carbonífero en la parte norte del batolito de Achala (*suite* de Characato) sería el resultado del retrabajo de la corteza. Sin embargo, algunas problemáticas quedan aún por resolver: i) la ausencia de circones detríticos con valores épsilon Hf juveniles de edad cámbrica inferior, similares a la medidas en los circones heredados de la *suite* Characato, en los granitos en las diferentes cuencas pospampeanas paleozoicas del margen preandino de Gondwana (Augustsson *et al.*, 2016; Otamendi *et al.*, 2017) que recibieron el producto de la erosión del voluminoso orógeno Pampeano, puede manifestar diversas hipótesis: a) las rocas con esa signatura isotópica mayormente no están/estuvieron aflorando, sino deberían haberse erosionado y formar parte de los circones en dichas cuencas; b) el proceso de transferencia de la señal isotópica entre las rocas puncoviscanas y los granitos anatécticos cámbricos, aquí propuesto, no sucedió de manera generalizada; c) no hay suficientes datos de Hf de rocas generadas durante el orógeno pampeano. ii) La señal isotópica de Sr inicial similar entre los granitos de la *suite* Characato y las granulitas félsicas podría indicar que los abundantes fundidos félsicos fuertemente peraluminosos (hasta un 60%) no aflorantes producto del proceso de fusión parcial extremo pampeano en la corteza profunda el cual dejó un dejó un residuo rico en granate y cordierita (Otamendi *et al.*, 2001), serían un importante candidato como roca fuente.

Sobre la base de todos los datos presentados para los granitos fuertemente peraluminosos de Vinquis (geoquímica, isótopos Sr-Nd, herencia de circón y composición de Hf), sugerimos que la fuente se podría corresponder con una corteza heterogénea formada por rocas ígneas famatinianas y rocas metasedimentarias pospampeanas. Tampoco se pueden descartar una fuente metasedimentaria que haya recibido el producto de la erosión de los orógenos previos (Famatiniano y Pampeano).

13.5 Los granitos fuertemente peraluminosos tipo A de la *suite* Achala y del batolito de Vinquis con relación a la generación de magmas corticales peraluminosos

Los granitoides peraluminosos están presentes y, en algunos casos dominan, en cinturones orogénicos de diversas edades (Barbarin, 1996). Una diversidad de publicaciones se ha encargado de clasificarlos teniendo en cuenta distintas variables (mineralogía, geoquímica, ambiente tectónico, etc.) (por ejemplo, Pearce *et al.*, 1984, Maniar y Piccoli, 1989, Chappell and White, 1992, Barbarin, 1996; Sylvester, 1998, Villaseca et al., 1998; Finger y Schilld, 2012). Las características geoquímicas de los granitoides peraluminosos se reflejan en su mineralogía, ellos contienen biotita aluminosa y otros minerales aluminosos tales como moscovita, cordierita, granate y silicatos de aluminio (por ejemplo, Clarke, 1981). Uno de los grupos de granitos fuertemente peraluminosos más citado en la literatura es el de los granitos tipo S definidos originalmente por Chappell y White (1974) en el Lachland Fold Belt en Australia. Estos se destacan por las siguientes características: bajo contenido de Na_2O (< 3,2%) (además de Ca y Sr), elevado A/CNK (> 1,1), elevado y restringido contenido de sílice y por contener minerales ricos en Al.

Frost *et al.* (2001) agrupan un gran número de leucogranitos peraluminosos del mundo, los cuales se caracterizan por tener muscovita primaria en su asociación mineral, altos contenidos de sílice, ocupar núcleos de fajas metamórficas engrosadas y no estar asociadas a rocas máficas. Los autores concluyen que estas rocas tienen un amplio espectro composicional desde magnesianos a ferrosos y desde alcalinos a cálcicos, pero las únicas características que comparten son sus enriquecimientos en sílice y su carácter fuertemente peraluminoso.

Los granitos bajo estudio comparten todos los rasgos de elementos mayoritarios antes mencionados, por ello previamente diferentes autores han clasificado al batolito de Achala (por ejemplo, Cuney *et al.*, 1987) y al batolito de Vinquis (Toselli *et al.*, 1992) como granitos tipo-S. Sin embargo, ciertas señales geoquímicas particulares hicieron que algunos autores identificaran, en particular en el batolito de Achala, características de granito tipo-A (Galliski *et al.*, 1994, Rapela *et al.*, 2008; Dahlquist *et al.*, 2014) o de granitos de intraplaca (Lira y Kirschbaum, 1990). Los autores destacan que las elevadas concentraciones de los elementos de alta intensidad de campo (*HFSE*, por sus siglas en inglés) como Y, Nb, Ta, U, Th, F, patrones de REE planos con anomalías Eu negativas significativas, alta relación Ga/Al y baja relación K/Rb, así como pegmatitas asociadas de la familia NYF (Nb-Y-F) o mixtas (NYF + LCT), son propios de granitos tipo A.

Cuando comparamos los elementos trazas diagnósticos antes mencionados de los granitos de la *suite* Characato y el batolito de Vinquis con los exponentes más estudiados del magmatismo peraluminoso del mundo (Fig. 13.8) (granitos tipo-S del orógeno Varísico de España, Portugal y Francia (Bea *et al.*, 1994, Williamson *et al.*, 1996, Ballouard *et al.*, 2017, Merino Martínez *et al.*, 2014); leucogranitos del Himalaya (Guo y Wilson, 2012); granitos tipo-S del Lachland Fold Belt en Australia (Chappell y White, 1992); granitos peraluminosos Apalachianos del Devónico del norte en Estados Unidos (Pressley and Brown 1999; Tomascak *et al.*, 2005), granitos tipo-S de los orógenos famatinianos y pampeanos de Argentina (Rapela *et al.*, 1998, 2002, Rossi *et al.*,

2002, Larrovere *et al.*, 2016, Dahlquist *et al.*, 2005, 2007; Grosse *et al.*, 2011); rocas con SiO_2 > 68%) se distingue, para similares concentraciones de sílice, que:

i) En relación a los elementos P, Th, Ce y Zr, los granitos de Achala y Vinquis destacan por poseer elevadas concentraciones, similares solo a los granitos tipo S más enriquecidos. Las concentraciones de Sr, son similares a las más bajas de los granitos tipo S.

ii) Las concentraciones de Y y U son similares a la media de los granitos tipo S.

iii) Las concentraciones de Ga son más elevadas que muchos de los granitos tipo S, pero similar a los granitos fuertemente peraluminosos del orógeno varísico.

iv) Destacan las concentraciones de Rb y Nb, donde las rocas bajo estudio claramente se encuentran enriquecidas en relación al resto. En particular las rocas del batolito de Achala cuentan con una mayor concentración, aún.

v) Como fue analizado en la Sección 13.3., el contenido de F %, en biotita es mayor que el de los típicos granitos tipo-S.

Anderson y Morrison (1992, 1998) describieron la presencia de un subconjunto de granitos tipo A dos micas peraluminosos anorogénicos mesoproterozoicos en los Estados Unidos emplazados coetáneamente con granitos tipo A metaluminosos con ilmenita y baja fO_2 y granitos tipo A metaluminosos con magnetita y elevada fO_2. En particular para las rocas peraluminosas, Anderson y Morrison (2005) destacan que, aunque tienen similitudes con los clásicos granitos tipo S y otros granitos similares de cinturones orogénicos, como su mineralogía aluminosa, su elevado $\delta\ ^{18}O$ y bajo contenido de Fe / Mg, la mayor abundancia de K, Rb, Nb e Y, similar a los granitos de intraplaca, así como las elevadas concentraciones de La, Th y Zr refuerzan la interpretación de que se trata un subconjunto de granitos tipo A.

Así siguiendo las definiciones previas en el batolito de Achala (Lira y Kirschbaum, 1990, Galliski et al., 1994, Rapela *et al.*, 2008, Dahlquist *et al.*, 2014), los contrastes geoquímicos con los clásicos granitos tipo S similares a los advertidos por Anderson y Morrison (2005) en otros granitos peraluminosos, las similitudes geoquímicas con los granitos tipo A (Fig. 13.9), el emplazamiento simultáneo con granitos tipo A metaluminosos (Dahlquist *et al.*, 2010), el contexto geodinámico de retroarco planteado para este momento (ver sección 13.11, *Implicancias geodinámicas*) y una fuente no formada exclusivamente por metasedimentos (ver sección 13.4, *Fuente de los granitos)* es que creemos adecuada la denominación como “granitos tipo A fuertemente peraluminosos” para los granitos en estudio.

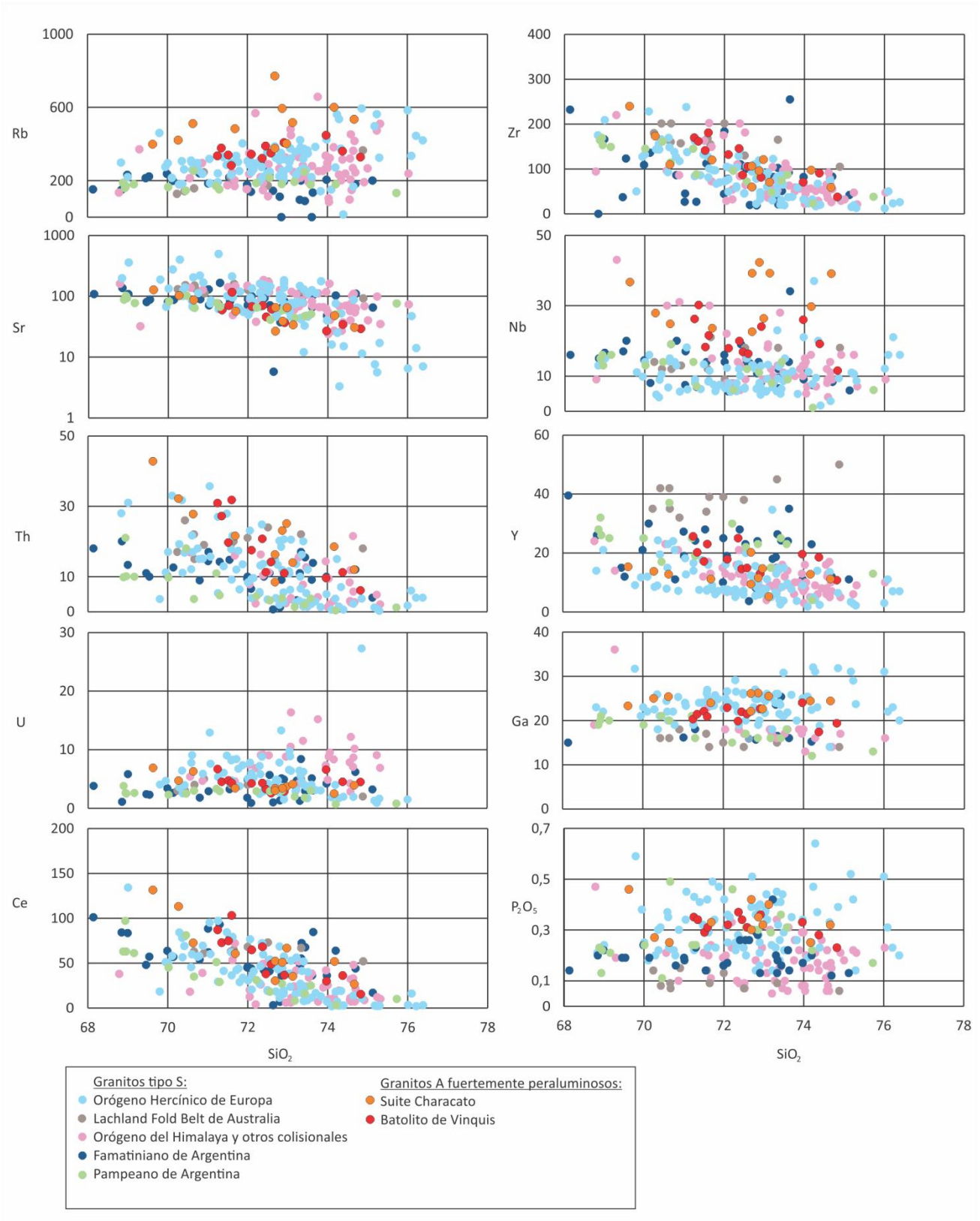


Fig. 13.8: Comparacion de Rb, Sr, Th, U, Y, Nb, Zr, Ce, P_2O_5 en relación al contenido de sílice entre ejemplos clásicos de granitos tipo S y los granitos fuertemente peraluminosos en estudio. Las referencias se encuentran en el texto.

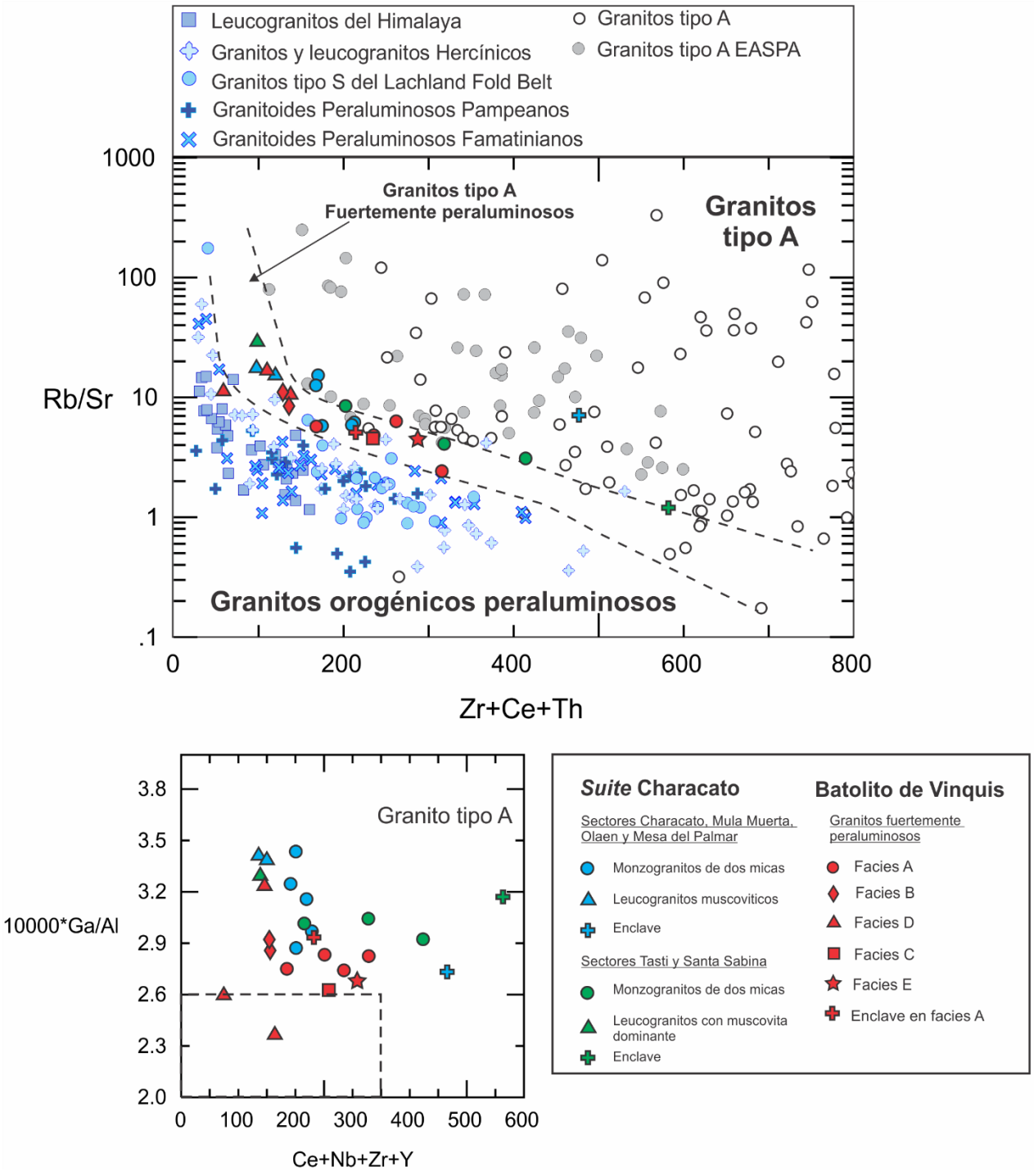


Fig. 13.9: El diagrama superíor de Rb / Sr vs. Zr + Ce + Th discrimina las composiciones de los granitos estudiados, o sea los granitos A fuertemente peraluminosos de los granitos orogénicos peraluminosos, y de granitos de tipo A metaluminosos y alcalinos. La fuente de los datos se encuentra en Morales Camera et al. (2017). El diagrama infeRíor discrimina granitos tipo I-S de granitos tipo A (Whalen et al., 1987) con los limites de 10000×Ga/Al >2,6 y Ce+Nb+Zr+Y > 350 ppm.

Los elementos con concentraciones que destacan marcadamente en estas rocas, como fuera previamente mencionado, son tres: Rb, Nb y F. Diversas publicaciones científicas indican que estos elementos en rocas corticales se alojan en la estructura de la biotita. Acosta-Vigil *et al.* (2010) reporta que en enclaves anatécticos compuestos de plagioclasa, biotita, sillimanita, granate y vidrio, el principal reservorio de Rb es la biotita, y el segundo de Nb (después de la ilmenita). Bea *et al.* (1994) estudiando los coeficientes de partición entre el fundido y el residuo en migmatitas peraluminosas de baja presión del Complejo Peña Negra de España concluyen que la biotita es el principal mineral en fraccionar el Rb y Nb. De los coeficientes de partición publicados (por ejemplo, https://earthref.org/KDD/), para el Rb, la biotita tiene en todos los tipos de roca los mayores valores y para el Nb la biotita junto a la ilmenita y el rutilo, tienen los mayores valores. El flúor entre los minerales formadores de rocas se aloja dominantemente en las micas, estando las mayores concentraciones reconocidas en la biotita.

En acuerdo a lo que manifestaron Rapela *et al.* (2008) para los granitos de la región central del batolito de Achala, el origen del alto F en los granitos puede ser atribuido al proceso de *breakdown* de los minerales hidratados en ausencia de agua agregada, la cual podrían proporcionar los componentes volátiles (H_2O, F, Cl) necesarios para la fusión parcial (por ejemplo, Whalen *et al.*, 1987). En particular el proceso de la deshidratación por fusión de biotita puede explicar también las elevadas concentraciones de Rb y también Nb, ya que como fue mencionado estos elementos tienen un muy elevado $Kd^{biotita/fundido}$. Así mismo, las destacables concentraciones de estos elementos (Rb, Nb y F) en las rocas bajo estudio en relación a la de los típicos fundidos corticales (típicos granitos S), sugieren un proceso más extremo con una elevada consumición de biotita, quizá promovido por un importante influjo térmico.

Para distinguir entre aquellos magmas producidos por fusión parcial de rocas corticales, sin agua agregada, a baja temperatura que implican el *breakdown* de la muscovita y los formados por reacciones de alta temperatura que implican el *breakdown* de la biotita, la relación entre las concentraciones de Ba y Pb en las rocas graníticas tipo S puede ser utilizada (Finger y Schiller, 2012). Estos autores también indican que las concentraciones de Pb y Ba disminuyen a lo largo de la línea de líquido descendente durante el fraccionamiento en magmas fuertemente peraluminosos y, por lo tanto, la señal geoquímica de Pb-Ba relacionada con la fuente primaria (por ejemplo, magma parental de alta T) permanece en los granitos tipo S evolucionados (magma secundario de baja T). Sobre la base de las relaciones Pb/Ba, los magmas parentales de la *suite* Characato y los granitos fuertemente peraluminosos de Vinquis se proyectan entre los magmas tipo S de alta temperatura generados por reacciones de descomposición de biotita (Fig. 13.10).

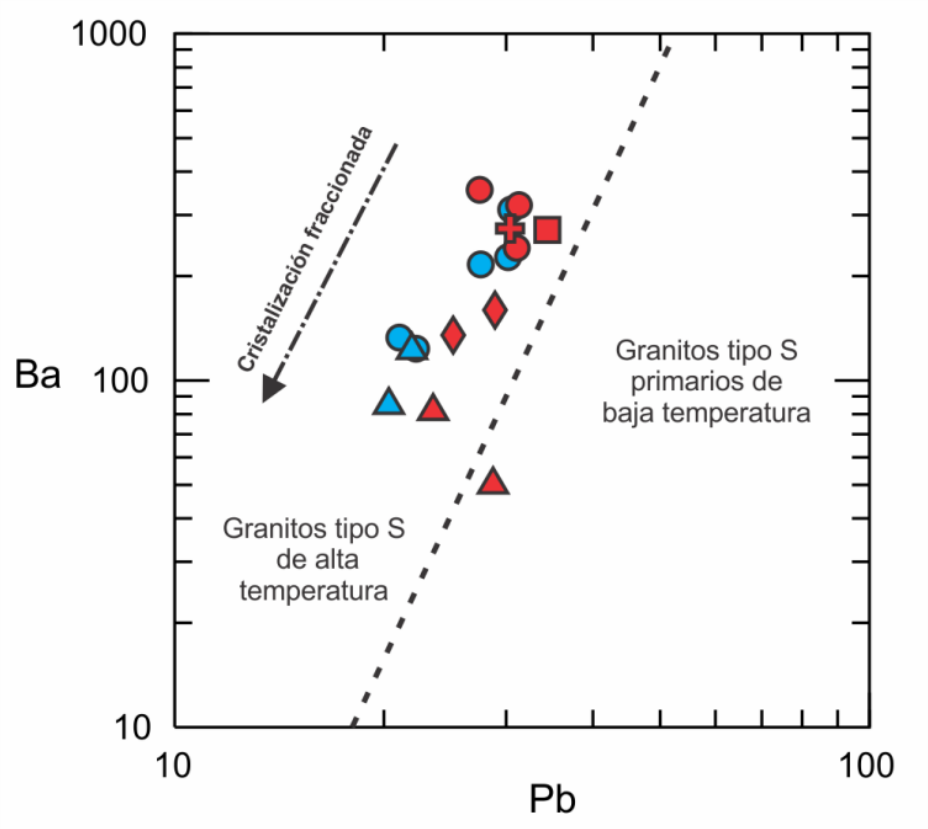


Fig. 13. 10: Diagrama de discriminación logarítmica de Pb frente a Ba de Finger y Schiller (2012), en el que se proyectan los granitos fuertemente peraluminosos en estudio en el campo de granitos de tipo S de alta temperatura.

13.6 Estimadores de las condiciones de P-T

13.6.1 Condiciones de emplazamiento, desde el metamorfismo de contacto

Entre los plutones Characato y Mesa del Palmar y al norte del sector de Mesa de la Mula Muerta, todos de la *suite* Characato, se interponen afloramientos de cornubianitas cordieríticas conformando aureolas discontinuas de unos 2,5 km de longitud y 1 km de ancho (Baldo, 1992) (Fig. 7.3). Las litologías que registran esta paragénesis metamórfica con formación de cordierita poiquilítica, corresponden a protolitos pelíticos (alto contenido de Al_2O_3 y bajo en SiO_2) (Baldo y Verdecchia, 2014). Las evidencias petrográficas de las cornubianitas del área de Characato-Mesa del Palmar sugieren que la paragénesis de mayor temperatura de este evento está formada por: cordierita poiquilítica + biotita + moscovita + sillimanita/andalucita + plagioclasa + cuarzo + ilmenita. Baldo y Verdecchia (2014) estimaron condiciones de P-T para dicho evento de metamorfismo térmico de ~560° C y 2 kbar lo cual les permite asumir que, para el sector norte, el batolito de Achala se emplazó a una profundidad de 8-10 km. De manera similar, las rocas de caja próximas al área adyacente a la región central del batolito de Achala estudiadas por Patiño y Patiño Douce (1987) sugieren un emplazamiento a 1,5 Kbar y 500° de temperatura.

Por el contrario, en las rocas del basamento metamórfico que hace de rocas de caja de los granitos de la sierra de Vinquis no fueron identificadas paragénesis propias de efectos de metamorfismo de contacto, esto quizá debido a composiciones poco reactivas, dominadas por cuarzo feldespato con poco material rico en aluminio (Toselli *et al.*, 1992)

13.6.2 Condiciones de emplazamiento, desde la composición geoquímica de roca total

Una forma de estimar la presión en sistemas graníticos es aplicar las relaciones de fase en dichos sistemas. Los experimentos en el sistema haplogranítico (cuarzo (Qz, SiO_2) –albita (Ab, $NaAlSi_3O_8$) –ortoclasa (O, $KAlSi_3O_8$)), en condiciones de saturación de agua (por ejemplo, Tuttle y Bowen, 1958; Luth *et al.*, 1964; Luth, 1969; Steiner *et al.*, 1975) mostraron que el aumento de la presión conduce a un cambio de las líneas cotécticas que separan los campos primarios de cuarzo y feldespato alejándolos del ápice Qz.

Cuando los granitos de la *suite* Characato se proyectan en el diagrama ternario normativo Qtz-Or-Ab los granitos de los sectores de Characato, Mesa del Palmar, Mesa de la Mula Muerta y la zona central de Olaen se proyectan cerca de las composiciones de fundidos mínimos en el diagrama normativo entre 1 kbar y 2 kbar, mientras que las rocas de la región de Tasti y el flanco este de Olaen se ubican próximos a la curva cotéctica de 5 kbar de Tuttle y Bowen (1958). Cuando las distintas facies fuertemente peraluminosas de los granitos de Vinquis se proyectan en el diagrama ternario Qtz-Or-Ab, todas se ubican cerca de las composiciones de fundidos mínimos en el diagrama normativo entre 1 y 3 kbar.

Es importante hacer una aclaración en relación al emplazamiento de estas rocas. La cristalización de la muscovita ígnea primaria en los granitoides tanto de la *suite* Characato como los granitos peraluminosos de Vinquis ambos emplazados a baja presión implican un aumento en el campo de estabilidad de la muscovita hasta dichas presiones (Anderson y Rowley, 1981; D'Amico *et al.*, 1981; Centanni, 1983, 1985; Zen, 1988; Icenhower y London, 1995; Alasino *et al.*, 2010; Merino, 2014). D'Amico *et al.* (1981) sugirieron que una desviación de la fórmula ideal de moscovita (debido a las sustituciones de Ti – F – Na) ampliaría su campo de estabilidad hacia condiciones de P ligeramente más bajas. Esto luego fue confirmado experimentalmente por Icenhower y London (1995), quienes atribuyeron la extensión de la estabilidad de la muscovita hacia temperaturas más altas a la solución sólida que involucran Fe y Ti, y establecieron una estabilidad superior límite para la moscovita ígnea a unos 715 ° C y 2 kbar. La ampliación del campo de estabilidad de la moscovita que coexiste con las masas fundidas peraluminosas debido a una pequeña sustitución de cationes (principalmente F) también fue reconocida por otros autores (Pichavant *et al.*, 1988; Lukkari y Holtz, 2007).

El flanco occidental de la sierra de Vinquis se correspondería con una paleo superficie basculada como lo sugieren sus características geomorfológicas de marcada planaridad y baja disectación. Mientras que el flanco oriental está limitado por la falla inversa que levantó la sierra y expone los niveles más profundos. Como fue descripto en la sección "Geología de Campo de la sierra de Vinquis", los granitos fuertemente peraluminosos hallados en el flanco Oeste tienen exclusivamente biotita mientras que todas las facies del flanco Este muscovita y biotita, aunque ambos son marcadamente similares tanto geoquímicamente como isotópicamente. Teniendo en cuenta que la moscovita no puede cristalizar a bajas presiones, las rocas del flanco occidental podrían representan un nivel estructural superior a las del flanco oriental y se podría interpretar que las diferencias en la mineralogía representan distinta profundidad de cristalización para un mismo magma.

Por ultimo las rocas del plutón Oeste intruyen a los granitos peraluminosos de Vinquis, formando diques de varios metros, marcadamente tabulares, o como enjambres de diques de comportamiento frágil y cuentan con xenolitos angulosos de dichos granitos. Tienen un fuerte carácter porfírico y alguna facies un marcado tamaño de matriz de grano fino. Todas evidencias que apuntan a un emplazamiento somero.

13.6.3 Condiciones de fusión

Distintas evidencias geoquímicas ya descriptas (Sección 10), sugieren que, tanto en las rocas de la *suite* Characato como en las rocas peraluminosas de Vinquis, que la plagioclasa se mantuvo mayormente como un elemento residual en la fuente, y por lo tanto no fue una fase reactiva dominante en el proceso de fusión. Por ejemplo, la elevada relación 10.000×Ga/Al se explica mediante la cristalización de un conjunto residual dominado por plagioclasa, ya que los fundidos se enriquecen en Ga en relación con el Al debido a que la plagioclasa excluye al primero en relación al segundo (Malvin y Drake, 1987). También la elevada relación K_2O / Na_2O se asocia a la cristalización de plagioclasa la cual elimina el Na de los fundidos. Los bajos contenidos

de CaO, Sr y la marcada anomalía de Eu son evidencias en ambos batolitos peraluminosos de que la plagioclasa se mantuvo mayormente residual en la zona de fusión.

La presencia de plagioclasa en el residuo tiene dos implicancias fundamentales: i) reacciones de fusión mediante procesos de deshidratación de micas y ii) una presión de fusión inferior a 10 kbar (por ejemplo, Patiño Douce, 1999).

Diferentes trabajos de petrología experimental han comprobado que la fusión de metagrauvacas a presiones menores a 10 kbar, conduce a una mineralogía residual que tiene una composición de granulitas dominada por ortopiroxeno + plagioclasa. El granate se convierte en una fase residual a presiones de entre 10 y 12 kbar, y el clinopiroxeno a presiones del orden de 15 kbar, desapareciendo a partir de esta presión la composición inicial (ortopiroxeno + plagioclasa) (Patiño Douce, 1999 y referencias allí). Otros datos experimentales también sugieren que la plagioclasa es una fase residual común durante la fusión parcial de rocas ígneas y metasedimentarias a presiones menores de 12–15 kbar (p. ej., Rapp y Watson, 1995; Rapp *et al.*, 2003; Patiño Douce, 2005).

Por otro lado, el ingreso de H_2O libre en la zona de fusión reduce la temperatura del *solidus* y promueve la fusión de la asociación plagioclasa + cuarzo, con un efecto mínimo sobre la estabilidad de las micas. Esto genera fundidos de composición trondhjemítica y de baja temperatura (por ejemplo, Conrad *et al.* 1988, Patiño Douce y Harris, 1998, Patiño Douce, 1999). Recientemente, mediante modelos de equilibrio mineral, se sugiere que bajos volúmenes de exceso de agua no modificarían fuertemente la composición del fundido, pero sí el volumen generado (Schwindinger *et al.*, 2018).

A partir de estos datos, se puede inferir que los magmas parentales que dieron origen tanto a los granitos de la *suite* Characato como los granitos fuertemente peraluminosos de Vinquis se generaron en condiciones de presión menores de *ca.* 10 kbar o sea, menores a 37 Km de profundidad (3,7 km = 1kbar, para una densidad de la corteza = $2{,}8 \times 10^3$ kg/m^3) y sin presencia de agua libre o con bajos volúmenes de la misma (*dehydration partial melting*).

13.6.4 Geotermómetros de saturación mineral

En rocas graníticas peraluminosas de dos micas, en donde es dificultoso conocer las condiciones de presión y temperatura mediante minerales o asociaciones minerales (por ejemplo, hornblenda o el par hornblenda-plagioclasa), los termómetros de saturación mineral ofrecen un medio para evaluar la temperatura de los sistemas magmáticos. Estos termómetros consideran que ciertos minerales accesorios en contacto con un fundido de una composición considerada y a determinadas condiciones de P-T-$a$$H_2O$, en estado de equilibrio, se disolverán hasta saturar el magma en los elementos que aporta dicho mineral accesorio. Tres minerales accesorios son comunes en las rocas fuertemente peraluminosas en estudio: circón, monacita y apatita. Para cada uno de ellos se han desarrollado diferentes modelos de solubilidad (para monacita (T_{LREE}): Montel, 1993,

1996, Stepanov *et al.*, 2012; para circón (T_{Zr}): Watson y Harrison, 1983, Kelsey *et al.*, 2008, Boehnke *et al.*, 2013; para apatita (T_{Ap}): Harrison y Watson, 1984, Bea *et al.*, 1992, Pichavant *et al.*, 1992, Wolf y London, 1994).

Los resultados utilizando los geotermómetros en las rocas de la *suite* Characato (Watson y Harrison, 1983, Montel, 1993 y Bea *et al.*, 1992) son: i) la $T_{Zr,}$ T_{LREE} y T_{Ap} para los granitos de la facies Mula Muerta y Olaen varían entre 760°-780°, 800°-820° y 830°-920°; en los leucogranitos de 740°-720°, 750°-790° y 880°-910°; en las rocas de la región de Tasti 805°-830°, 860°-870° y 860°-920°, respectivamente. Los enclaves tienen mayores temperaturas calculadas, 830°-850°, 870°-890° y 940°, respectivamente (Tabla 10.1).

Los resultados en las rocas fuertemente peraluminosas de Vinquis son: i) las $T_{Zr,}$ T_{LREE} y T_{Ap} para los granitos de la facies A, E y C varían entre 760°-800°, 790°-840° y 860°-960°, mientras que las más evolucionadas (B y D) de 735°-755°, 755°-770° y 895°-920°, respectivamente; solo una muestra tiene valores más bajos (VIN-20, 686°, 702° y 894°, respectivamente) (Tabla 10.2).

La primera conclusión a la que se puede arribar es que tanto la T_{Zr} y la T_{LREE} disminuyen con el grado de diferenciación, siendo las rocas más enriquecidas en sílice las de menor temperatura. En este caso entonces las temperaturas inferiores solo reflejan el proceso de cristalización fraccionada, en el cual la remoción de cristales de circón y monacita desde el magma parental y el posterior empobrecimiento del magma en Zr y LREE, otorgan una menor temperatura calculada.

En particular para alcanzar la saturación en Zr en sistemas ígneos mediante la disolución del circón, la temperatura y la composición del fundido son las variables de control más importantes (Watson y Harrison, 1983). Para una similar temperatura, la composición del magma (valor M en la ecuación de solubilidad, (Na + K + 2Ca) / (Al-Si)) en la que se disuelve menos circón se corresponde con la de magmas fuertemente peraluminosos y leucocráticos (debido a su alto contenido de Al y bajo contenido de Ca), similares a las rocas bajo estudio. Esta condición permite explicar la abundancia de circones heredados en las rocas de la *suite* Characato y en las rocas peraluminosas de Vinquis.

Miller *et al.* (2003) han demostrado que la abundancia de circones heredados y las temperaturas de saturación de circón (T_{Zr}) son antitéticas, y a partir de ellas dividieron los granitos en 'calientes' (promedio T_{Zr} = 837 ° C, poca o ninguna herencia) y 'fríos' (promedio T_{Zr} = 766 ° C; elevada herencia). Así mismo plantean que para plutones con abundante circón heredado, la T_{Zr} proporciona una útil estimación de la temperatura inicial del magma en la fuente, un importante parámetro que de otra manera sería inaccesible.

Como fue demostrado anteriormente, las rocas que se correspondan con algún grado de diferenciación del magma parental oscurecerán el dato de la supuesta temperatura inicial. En esta investigación las rocas con menor contenidos de sílice de la *suite* Achala son las de la región de Tasti que otorgan temperaturas de T_{Zr} por encima

de 800° y las rocas menos diferenciadas peraluminosas de Vinquis lo hacen entorno a 800° (aunque para ambos batolitos las temperaturas calculadas por los otros geotermómetros, T_{LREE} y T_{Ap}, son mayores).

Las reacciones de fusión por deshidratación más comunes involucran como fase de reacción hidratada a moscovita, biotita o anfíbol. Las reacciones de fusión por deshidratación que involucran la rotura de muscovita ocurren a ~ 650–750 ° C y son levemente dependientes de P (por ejemplo, Patiño Douce y Harris, 1998; Storre, 1972; Storre y Karotke, 1972). Las reacciones de fusión por deshidratación con rotura de biotita en rocas cuarzo feldespáticas comienzan a ~ 750–850 ° C y son levemente dependientes de P (por ejemplo, Le Breton y Thompson, 1988; Patiño Douce y Johnston, 1991; Skjerlie y Johnston, 1993; Vielzeuf y Montel, 1994). La fusión con deshidratación de anfíboles se produce a T ~ 850–900 ° C (por ejemplo, Rushmer, 1987; Wyllie and Wolf, 1993; Wolf y Wyllie, 1994).

Como fue propuesto en apartados anteriores la reacción de fusión más probable para generar los magmas parentales de la *suite* Characato y de las rocas peraluminosas tipo A de Vinquis involucró el proceso de fusión por deshidratación de la biotita (secciones 13.4 y 13.5). Las temperaturas aquí obtenidas por los diferentes geotermómetros condicen con dicho proceso propuesto. Sin embargo, algunas aclaraciones, precauciones y limitaciones son importantes mencionar.

Siegel *et al.* (2018) enfatizan que la T_{Zr} es una temperatura teórica en la cual se predice el inicio de la cristalización del circón; no es una medida real de la temperatura magmática. También sugieren que para que la T_{Zr} tenga alguna relevancia como geotermómetro, solo se puede aplicar a rocas cuya composición sea lo más cercana posible a la composición del fundido inicial donde se desarrollaron los circones y hacen notar que las rocas plutónicas rara vez representan la cristalización *in situ* de la masa fundida, por lo que T_{Zr} no puede equipararse a la temperatura del magma.

Otros autores también sugieren que los granitos pueden tener una T_{Zr} más bajas que la real debido a un proceso de fusión de alta temperatura y desarrollo de granulitas peraluminosas. Villaseca *et al.* (2007) estudian un fuerte enriquecimiento en Zr y LREE-Eu en los minerales residuales principales de granulitas peraluminosas de la corteza inferior. Los autores interpretan que en condiciones de facies de granulita de alta temperatura (> 850°) los elementos traza se liberan a partir de la ruptura de las fases accesorias (por ejemplo, circón y monacita) y se alojan en minerales peritécticos como rutilo, granate y feldespato, en una importante proporción. Así, la masa fundida extrae menos Zr y LREE y, en consecuencia, genera una la falsa impresión de tener una T más baja al aplicar los modelos de disolución de fases accesorias actuales.

Basados en estudios de campo y experimentales de rocas graníticas, algunos autores (por ejemplo, Bea, 1996) postulan que, durante los procesos de fusión parcial, es poco probable que se alcance el equilibrio con respecto a los minerales accesorios como el circón y la monacita. Entonces, la disolución del circón en un fundido silicatado estaría gobernada más por la cinética que por relaciones de fase en equilibrio, lo cual hace que los

experimentos de equilibrio (por ejemplo, Watson y Harrison, 1983) puedan tener poca relación con los procesos petrogenéticos reales (Clemens, 2003).

13.7 Modelado de elementos traza del proceso de fusión parcial

Con el propósito de evaluar las fuentes propuestas y el proceso propuesto se ha realizado un modelado de fusión parcial de elementos traza para simular la concentración inicial de determinados elementos en el fundido para los granitos fuertemente peraluminosos menos evolucionados de ambos macizos utilizando la ecuación de *batch melting* ($C_L = C_0/(D\times (1–F)+F)$). Esta ecuación (también conocida como fusión en equilibrio o fusión parcial en equilibrio) describe la formación de un fundido parcial en el que el fundido reacciona continuamente y se equilibra con el residuo sólido en el sitio de fusión hasta que las condiciones mecánicas le permiten escapar como un solo lote de magma (Hanson, 1978). En la ecuación $C_{L,}$ es la concentración de un elemento en el fundido generado; C_0, es la concentración inicial del mismo elemento en la fuente; F, es la fracción de fundido generado; y D corresponde al coeficiente de distribución total de un elemento traza dado para las fases minerales residuales en el momento de la separación de la masa fundida y el residuo ($D = \sum_i X^i \times Kd^i$). X^i es la fracción en peso de la fase i en el residuo y Kd^i es el coeficiente de distribución mineral/fundido de un elemento traza para la fase i. En estos modelos los coeficientes de partición utilizados son los proporcionados por Bea *et al.* (1994) y Villaseca *et al.* (1999) (Tabla 13.1).

Los elementos considerados en este modelo deben cumplir con la *ley de Henry* entre las fases que se involucran en dicho proceso. Los elementos traza: La-Sm, Gd-Lu, Y, Th, U, Zr, Hf son componentes estructurales esenciales en fases accesorias (p. ej., circón, monacita, xenotima, ortosilicatos de Th, uraninita) comunes en los principales protolitos corticales (Bea, 1996) y no cumplen con la mencionada ley. A diferencia de los anteriores el Rb, Sr, Ba, Eu están controlados por las fases minerales principales (i.e. feldespatos y micas), y son elementos traza en estas fases minerales, por lo cual son adecuadas como posibles indicadores de la reacción de fusión y factibles de modelar. El Nb, como fue antes mencionado, está controlado por biotita y óxidos de Fe-Ti, así que también se pone en juego en el modelo.

Para modelar los monzogranitos de la *suite* Characato se tuvo en cuenta la conclusión arribada en la sección 16, la cual plantea que su fuente está formada por una corteza heterogénea compuesta por granitos Pampeanos tipo S y/o migmatitas, granitoides famatinianos, y probablemente rocas metamórficas de grado bajo a medio de la serie Puncoviscana de las Sierras de Córdoba. Como fue propuesto, el grupo de rocas dominantes serían los granitos tipo-S generados durante el orógeno Pampeano, localizados en la corteza profunda. Entonces, como fuente (C_0) se utilizó un promedio de granitos tipo S de diferentes lugares del mundo (Tabla 13.1) intentando simular las fuentes reales dominantes involucradas. La moda del residuo fue tomada de un modelo generado en Villaros *et al.* (2018) mediante el software Perple_X, en el cual se simula la fusión parcial de un ortogneis peraluminoso (denominado EYE) a 6 kbar, 850° y se consume completamente la biotita (Tabla 13.1). En dicho

modelo las proporciones de fundidos y minerales y sus composiciones son determinadas a través del equilibrio de fases con los valores mínimos de energía libre de Gibbs, para detalles del modelo ver Villaros *et al.*, (2018).

Los resultados modelando Rb, Sr, Ba y Nb en las condiciones mencionadas con la ecuación de fusión en equilibrio generan un muy buen ajuste con los granitos menos diferenciados bajo estudio (granitos de la región de Tasti) (Tabla 13.1). Se especula que el resto de los granitos estudiados podrían haber evolucionado a partir de un magma parental similar a estas rocas.

Es importante destacar que: i) fuentes con concentraciones de Rb menores a 200 ppm no pueden generar granitos con tan elevada concentración como los de *suite* Characato; ii) restitas con biotita impiden altas concentración de Rb en el magma; iii) el comportamiento del Rb en estos modelos (sin biotita) está ligado al feldespato alcalino, ya que dicho mineral posee Kd tanto mayor a 1 (Bea *et al.*, 1994) como menor a 1 (Villaseca *et al.*, 1999), incrementando o disminuyendo marcadamente su concentración en el magma simulado, ya que es un mineral dominante en el residuo (Tabla 13.1); iv) El Sr está controlado por ambos feldespatos y también por los coeficientes de partición elegidos mostrando un comportamiento más flexible; v) El Ba está fuertemente controlado por el feldespato alcalino, aunque los valores que otorgan son cercanos a la unidad, por ello la fuente y los segregados tendrán similares concentraciones; vi) Para conseguir altos contenidos de Nb, es necesario que no haya biotita en el residuo y que la ilmenita se encuentre en muy bajas proporciones.

A partir de este modelo se puede concluir que para generar las rocas menos evolucionadas de la *suite* Characato es necesario un proceso con consumición total de la biotita, un residuo rico en feldespatos y cuarzo y una roca fuente rica en Rb como es la de granitos tipo S. El basamento metasedimentario de las sierras de Córdoba tiene una composición, en promedio, con mayor estroncio, similar bario, y mucho menor rubidio (Sr = 165 ppm, Ba = 413 ppm y Rb = 119 ppm; n=31 (Otamendi *et al.*, 2001; Drobe *et al.*, 2011) que los granitos tipo-S (Tabla 13.1), siendo inadecuadas para explicar la composición geoquímica de elementos traza de los granitos “parentales” de la *suite* Characato.

Para el caso de los granitos fuertemente peraluminosos de la sierra de Vinquis, la fuente es menos conocida, pudiendo ser granitos calco-alcalinos y tipo S famatinianos, así como metasedimentos pospampeanos, todos en diferentes proporciones, o rocas sedimentarias que recibieron el destechado del famatiniano y el pampeano. Por ello, el uso del modelo de fusión parcial se torna aún más especulativo que el anterior. Pero ello se marcarán similitudes y diferencias con la *suite* Characato en los elementos analizados. Las concentraciones de Sr y Ba (y Eu) entre ambos batolitos son similares manifestando posiblemente que el rol jugado por los feldespatos no fue muy diferente. La diferencia se expresa en el Rb y el Nb, los cuales se encuentran levemente menos enriquecidos que los de la *suite* Characato. Esto, junto al menor contenido de flúor, puede manifestar que probablemente la consumición de la biotita no fue total en este caso.

Fuente		Coeficientes de Partición (Bea et al., 1994; Villaseca et al., 1999).									
Co	Granito S	Kd	Cuarzo	Feldespato-K	Plagioclasa	Granate	Cordierita	Ilmenita	Biotita	Apatita	Antofilita
Rb	249	Rb	0.00	0.90	0.05	0.01	0.08	0.00	3.26	0.00	0.00
Sr	90	Sr	0.00	0.77	1.25	0.02	0.12	0.00	0.01	0.00	0.00
Ba	390	Ba	0.00	3.77	0.36	0.02	0.02	0.00	6.36	0.00	0.00
Eu	0.96	Eu	0.00	2.32	2.99	0.52	0.01	0.00	0.15	0.00	0.00
Yb	3	Yb	0.00	0.03	0.09	43.47	1.77	0.00	0.18	0.00	0.00
Nb	14	Nb	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	40.00	24.50	0.00	0.00
Restita, porcentaje en peso			32.0	40.0	18.0	6.0	4.0	0.1	0.0	0.0	0.0
		Modelo de fusión parcial							Granito Objetivo		
D total		F	Cl Rb	Cl Sr	Cl Ba	Cl Eu	Cl Yb	Cl Nb		TAS-30	TAS-29
Rb	0.37	0.1	571	153	257	0.66	1.18	102	Rb	398.1	420.0
Sr	0.54	0.2	500	142	267	0.68	1.27	60	Sr	127	102.5
Ba	1.57	0.3	444	132	278	0.71	1.37	43	Ba	315	409
Eu	1.65	0.4	399	124	290	0.74	1.48	33	Eu	0.87	0.8
Yb	2.71	0.5	363	116	303	0.77	1.62	27	Yb	1.49	1.41
Nb	0.04	0.6	332	110	317	0.80	1.78	23	Nb	36.70	27.90
		0.7	307	104	333	0.83	1.98	20			
		0.8	285	99	350	0.87	2.24	17			
		0.9	265	94	369	0.91	2.56	15			
		1	249	90	390	0.96	3.00	14			

Tabla 13.1: Resultados y datos del modelo de fusión en equilibrio. Los datos de la fuente (Co) se obtuviron de promediar la composición de granitos tipo S (a partir de Ballouard et al., 2017, Merino Martinez et al., 2014, Guo y Wilson, 2012, Chappell y White, 1992). Los coeficientes de partición son de Bea et al. (1994) o Villaseca et al., (1999). La composición de la restita fue tomada del modelo de fusión mediante Perplex_X de un ortogneis peraluminoso (EYE) (Villaros et al., 2018). Los resultados para valores de F intermedios se asemejan a los granitos objetivos.

13.8 Procesos de fraccionamiento de cristales en los magmas graníticos

Numerosas evidencias sugieren que los procesos de cristalización fraccionada gobernaron la evolución de los magmas tanto del batolito de Vinquis como los del batolito de Achala. En particular para los granitos del batolito de Achala varios autores interpretaron que las variaciones de la composición química de roca total están relacionadas con la cristalización fraccionada dominante de plagioclasa, feldespato alcalino, biotita, circón, monacita y óxidos de Fe-Ti (por ejemplo, Cuney *et al.*, 1989; Lira y Kirschbaum, 1990; Rapela *et al.*, 1991; Dahlquist *et al.*, 2014).

Los diagramas Log-Log de las concentraciones de Eu frente a Ba y Sr muestran tendencias lineales para las rocas graníticas del batolito de Vinquis y los granitos de la *suite* Characato (Fig. 13.11). Tanto Ba como Sr disminuyen con la disminución de Eu, evidenciando un progresivo fraccionamiento de feldespato en la evolución de estos magmas. Este proceso ha sido sugerido para numerosos granitos tipo A de Sierras Pampeanas (Dahlquist *et al.*, 2010; Dahlquist *et al.*, 2016). A su vez, la fuerte correlación positiva entre TiO_2 y $MgO + FeO^t$, en estas rocas que solo cuentan con biotita como único mineral máfico, y muy escasos minerales opacos, sugiere que la remoción progresiva de ambos jugó un rol en la evolución de estas rocas. Las disminuciones concomitantes en *LREE* (La, Ce), Zr (Hf) y Th con relación al $FeO^t + MgO$ sugieren que los minerales accesorios reconocidos en ambos complejos ígneos, circón y monacita, también habrían participado del proceso de fraccionamiento.

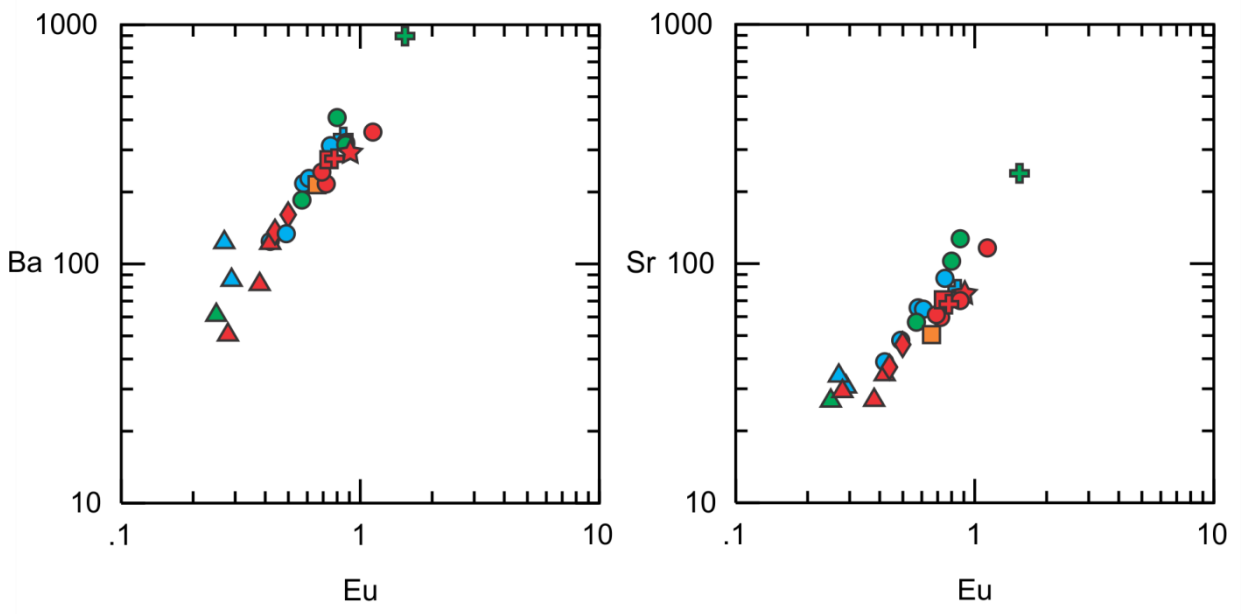


Fig. 13. 11: Diagramas Log-Log de Ba y Sr vs Eu en los cuales se proyectan los granitos de la suite Characato y los granitos fuertmente peraluminosos del batolito de Vinquis.

13.8.1 Modelado con elementos mayoritarios y trazas

Con el objetivo de cuantificar los procesos de cristalización fraccionada, se aplicó primero en los dos batolitos bajo estudio un balance de masas utilizando una mezcla de mínimos cuadrados (Le Maitre, 1981). Luego, los resultados obtenidos son contrastados con resultados obtenidos a partir de un modelo de elementos traza de (fraccionamiento tipo Rayleigh). La consistencia de los resultados entre ambos métodos, muestra que los mismos son aplicables.

Para realizar el modelo de mínimos cuadrados fueron utilizados los análisis de química mineral de biotita, feldespato alcalino, apatita e ilmenita de los miembros menos evolucionados de cada unidad batolítica en estudio y miembros puros de albita, anortita y cuarzo. Dicho modelo asume lo siguiente: Magma parental – Sólido fraccionado (minerales que se fraccionaron) = Magma diferenciado. Se asume como magma parental a las rocas menos diferenciadas de cada batolito.

Luego, se aplica el modelo de elementos traza para cuantificar el proceso de cristalización fraccionada. Para ello se modeló utilizando la ecuación para la cristalización fraccionada o tipo Rayleigh: $C_l^i = C_O^i \times f^{(D^i-1)}$; donde C_o es la concentración del elemento i en el magma parental, C_l es la concentración del elemento i en el magma diferenciado (hijo), f es la fracción del fundido diferenciado y D^i es el coeficiente de distribución total para el elemento i. El coeficiente de partición D, corresponde al coeficiente de distribución total de un elemento traza dado para las fases minerales entre el sólido fraccionado calculado en el modelo anterior y el líquido diferenciado ($D = \sum_i X^i \times Kd^i$).

Los cálculos realizados para los granitos de la *suite* Characato (Tabla 13.2) revelan que utilizando la roca menos evolucionada (TAS-30), las rocas graníticas más evolucionadas pueden ser explicadas por un moderado grado de fraccionamiento, con un *ca.* 80 % líquido residual para facies Mula Muerta (CHA-40) y *ca.* 50 % para el leucogranito Mesa del Palmar (CHA-21). Los minerales que dominan en el solido residual calculado son plagioclasa, feldespato alcalino, cuarzo, biotita, muscovita e ilmenita (Tabla 13.2). La suma de los residuos de los cuadrados es menor a 0,03, lo que indica un buen grado de ajuste del modelo a los datos. Usando estas restricciones del modelo de balance de masa (*e.g.*, f = 0.8-0.5) y los coeficientes de partición de minerales y líquidos de Jollif *et al.*, (1992), Icenhower y London (1995), Henderson (1982) y Nash y Crecraft (1985) el modelado de elementos traza para Ba, Rb y Sr arrojó valores cercanos a los observados en cada plutón (Figura 13.12).

Los cálculos realizados para los granitos fuertemente peraluminosos de Vinquis (Tabla 13.3), considerando la roca menos evolucionada de la facies A (VIN-79) como magma parental, muestran que las rocas graníticas más evolucionadas (facies B, VIN-18 y facies D, VIN-18) pueden ser explicadas por un moderado grado de fraccionamiento, las cuales representarían un líquido residual de entre 70% y 60 % (Tabla 13.3). Los minerales que dominan en el sólido fraccionado calculado son cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y biotita y menores

proporciones de apatita e ilmenita. La suma de los residuos de los cuadrados es baja, lo que indica un buen grado de ajuste matemático del modelo a los datos. Usando estos cumulatos y los valores de *f* en el modelo de elementos para Ba, Rb y Sr se obtienen también valores cercanos a los observados en cada facies (Figura 13.13).

Moda Sólido Fraccionado	F. Mula Muerta	F. Leucogranito Mesa del Palmar
Ab	93	92
Plagioclasa (%)	44,1	33,1
Feldespato Alcalino (%)	8,6	20,7
Cuarzo (%)	12,6	20,9
Biotita (%)	20,4	14,7
Muscovita (%)	12,6	10,1
Ilmenita (%)	1,2	0,5
Apatita (%)	2,5	1,4
F (%)	80,0	50,0
Sólido fraccionado (%)	20,0	50,0
Residuos	0,02	0,03
Roca	Cuarzo Monzodiorita	Monzogranito

Tabla 13.2. Resultados de modelo de fraccionamiento a través de la composición globlal y la química mineral mediante mínimos cuadrados para los granitos de la suite Characato. Los datos de química mineral utilizados se encuentran en la Tabla anexo 32.

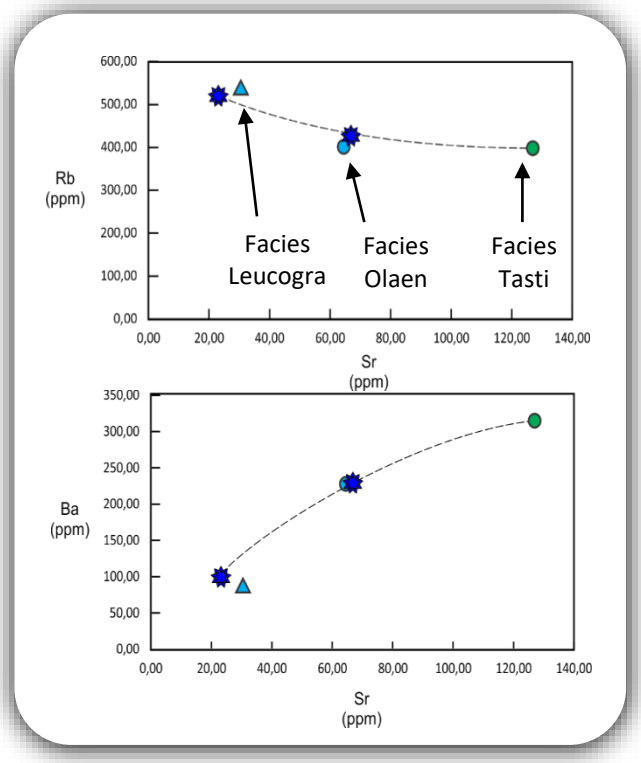


Figura 13.12. Relaciones Rb vs Sr y Ba vs Sr entre las facies principales halladas en los granitos suite Characato y los modelos de elementos traza de cristalización fraccionada Rayleigh generados.

Moda Sólido Fraccionado	Facies B	Facies D
Ab	77	81
Plagioclasa (%)	20,6	22,2
Feldespato Alcalino (%)	30,0	30,7
Cuarzo (%)	28,7	26,3
Biotita (%)	15,2	13,2
Muscovita (%)	5,1	7,4
Ilmenita (%)	0,5	0,3
Apatita (%)	0,7	0,8
F (%)	70,0	60,0
Sólido fraccionado (%)	30,0	40,0
Residuos	0,11	0,01
Roca	Monzogranito	Monzogranito

Tabla 13.3. Resultados de modelo de fraccionamiento a través de la composición globlal y la química mineral mediante mínimos cuadrados para los granitos fuertemente peraluminosos de Vinquis. Los datos de química mineral utilizados se encuentran en la Tabla anexo 32.

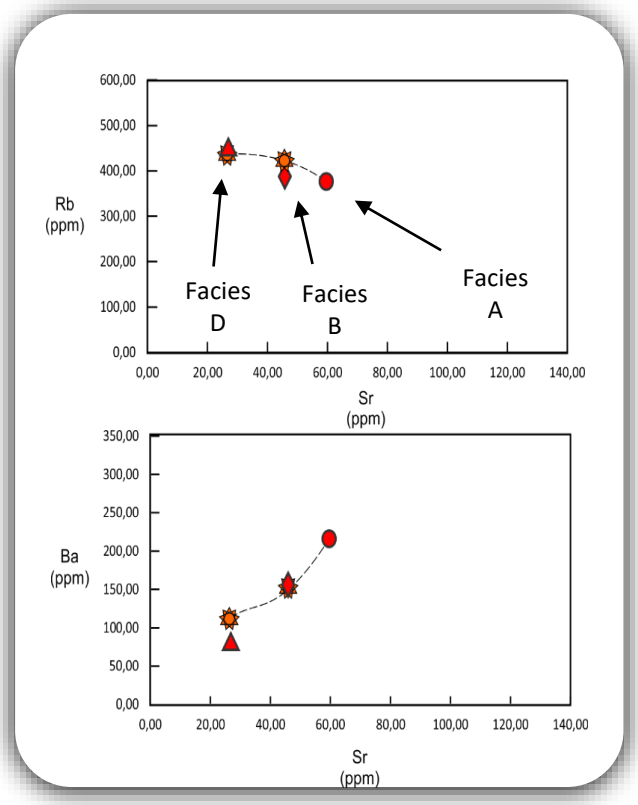


Figura 13.13. Relaciones Rb vs Sr y Ba vs Sr entre las facies principales halladas en los granitos fuertemente peraluminosos de Vinquis y los modelos de elementos traza de cristalización fraccionada Rayleigh generados.

13.9 El batolito de Vinquis en el contexto del magmatismo Devónico superior-Carbonífero inferior

Como fue mencionado en la sección 5, los granitos carboníferos fuertemente peraluminosos tipo A bajo estudio, junto con otros granitos de similar edad (ver Dahlquist *et al.*, 2018), habrían sido emplazados en un contexto de retroarco (Alasino *et al.*, 2012; Dahlquist *et al.*, 2018).

Estos granitos se emplazaron sincrónicamente a un grupo de rocas graníticas que son las que forman los cuerpos más voluminosos del Carbonífero inferior ubicados en las Sierras Pampeanas Orientales de las provincias de La Rioja y Catamarca: los granitos tipo A metaluminosos a débilmente peraluminosos (abreviado como EASPA, *Evento tipo A de Sierras Pampeanas Orientales*). Los principales plutones que integran este grupo de rocas son: Los Árboles, San Blas, Quimivil, Zapata, Huaco, Papachacra, Sanagasta y el Cerro La Gloria (Grosse *et al.*, 2009, Colombo *et al.*, 2010, Dahlquist *et al.*, 2006, 2010, 2018, Alasino *et al.*, 2012, 2017).

En este apartado se comentarán los principales rasgos petrológicos, geoquímicos, isotópicos y geocronológicos de este importante conjunto de rocas (resumidas en la Tabla 13.5) y se marcarán las similitudes y diferencias con las rocas graníticas de Vinquis.

i) Los EASPA se caracterizan por contener una asociación mineral donde el único mineral máfico es la biotita que puede o no estar acompañada por anfíbol y/o epidoto. Contrariamente, la mayoría de las facies de Vinquis son fuertemente peraluminosas y se caracterizan por contener muscovita y biotita, con excepción de los granitos del plutón Oeste de Vinquis que son biotíticos. ii) Las edades de los plutones EASPA no se restringen en el tiempo, sino que se emplazan en distintos momentos entre los ca. 360 y 320 Ma. Los granitos fuertemente peraluminosos en estudio se emplazan sincrónicamente con la cristalización del plutón EASPA más antiguo (Huaco), mientras que los del plutón Oeste son necesariamente más jóvenes (intruyen de manera frágil a los anteriores). iii) Los valores de εNd_{350} varían de plutón a plutón, aunque el rango varía entre -3,6 y +0,7 para los EASPA, las rocas fuertemente peraluminosas tienen valores de épsilon más negativos que -6,0 y el plutón Oeste entre -3,6 y -2,6. iv) Los contenidos de sílice, galio y en el índice MALI, todos muestran marcadas similitudes, los EASPA y el plutón Oeste son marcadamente ferrosos, de metaluminosos a débilmente peraluminosos, mientras que los granitos de dos micas de Vinquis se proyectan en el límite de los campos ferrosos y magnesianos y son fuertemente peraluminosos. v) Los EASPA y el plutón Oeste están fuertemente enriquecidos en *HFSE* en relación a los granitos fuertemente peraluminosos, mientras que el fósforo tiene un comportamiento inverso, vi) La anomalía de Eu es mucho más pronunciada en los EASPA y el plutón Oeste y poseen mayores concentraciones de *LREE* y *HREE*), vii) la relación de Rb/Sr es levemente más elevada que los granitos de dos micas. viii) los EASPA tienen similar o menor concentración de flúor en biotitas que los granitos de dos micas de Vinquis.

Plutón	Roca	Mineralogía caracteristica	Edad (U-Pb en circón) (Ma)	εNd (350 Ma)	Geoquímica													F (% en peso) en Bt	Referencia
					SiO_2	Fe*	MALI	ISA	IA	P (%)	Rb/Sr	Eu*	[La/Yb]N	∑HREE	∑LREE	Zr (ppm)	Ga (ppm)	TZr (°C)	
Los Arboles	Granodiorita a monzogranitos porfíricos de grano medio y monzogranito leucocraticos equigranulares	Biotita + anfibol	322 ± 3	-2,4 a -0,7	69,2-75,3	0,88-0,98 (Ferroso)	6,7 -7,7 (alc-cal y calalc)	0,98 - 1,03	0,83 - 0,90	0,14 - 0,02	2,5 - 72,3	0,39 - 0,03	13,4 - 2,1	74 - 32	388 - 239	370 - 163	21 - 28	831±27	1,0 - 1,3	Dahlquist et al., 2010, 2013
San Blas	Monzogranitos a sirenogranitos porfíricos de grano medio	Biotita	340 ± 2	-1,6 a +0,7	69,1-77,1	0,83-0,98 (Ferroso)	6,9-8,0 (alc-cal y calalc)	0,98 - 1,16	0,75 - 0,92	0,35 - 0,02	4,2 - 35,5	0,49 - 0,09	13,6 - 4,2	69 - 21	403 - 105	261 - 111	20 -31	792±34	1,0 - 1,5 y 0,1 a 0,5	Dahlquist et al., 2010, 2013
Huaco/Sanagasta	Monzogranitos a sirenogranitos porfíricos de grano medio	Biotita	357 ± 5 (Huaco) y 353 ± 5 (Sanagasta)	-3,2 a -2,5	70,9-74,6	0,88-0,93 (Ferroso)	7,6-8,5 (alc-cal y calalc)	1,07 - 1,15	0,79 - 0,84	0,24 - 0,10	5,6 - 13,0	0,55 - 0,23	13,5 - 5,5	33 - 17	245 - 99	195 - 95	20 - 24	779±37	0,6 - 1,1	Dahlquist et al., 2010, 2013
Zapata	Monzogranitos porfíricos de megacristales en matriz de grano medio o de grano fino	Biotita ± anfibol ± epidoto	332 ± 3	-3,6 a -2,5	71,9-75,6	0,92-0,96 (Ferroso)	7,1-8,5 (alc-cal y calalc)	1,05 - 0,99	0,83 - 0,92	0,07 - 0,02	5,0 - 24,5	0,39 - 0,04	13,37 - 1,72	110 - 22	499 - 193	264 - 158	21 - 25	803±15	0,1 - 0,5	Dahlquist et al., 2010, 2013
Cerro La Gloria	Sienogranitos de grano medio a grueso porfiricos o inequigranulares	Biotita ± epidoto	349 ± 3	-0,58 a +0,5	75,1-82,6	0,91-1,0 (Ferroso)	6,6-8,5 (alc-cal y calalc)	1,05 - 0,99	0,90 - 0,99	0,04 - 0,01	1,6 - 44,8	0,35 - 0,03	30,3 - 2,6	55 - 22	407 - 174	246 - 130	18 - 25	803±17	-	Alasino et al., 2012

Tabla 13.5: Principales características de los cuerpos más voluminosos que forman parte del denominado EASPA (Evento tipo A de Sierras Pampeanas Orientales).

Basado en diferentes indicadores geoquímicos y mineraloquímicos Dahlquist *et al.* (2010) define a los EASPA como granitos tipo A. Ellos son ferrosos (Fe* > 0,85), tienen Y + Nb > 50 – 55 ppm, 10000 × Ga/Al > 2,6, Zr + Nb + Ce + Y > 350 ppm y biotitas muy ricas en Fe y F. Teniendo en cuenta las señales isotópicas de la corteza expuesta en las sierras Pampeanas Orientales recalculadas a la edad de los granitos (ver sección 13.4.2) los EASPA, como fue propuesto por Dahlquist *et al.* (2010, 2013), no pueden ser explicados por fusión exclusivamente de la corteza. El modelo petrogenético propuesto para estas rocas sostiene que la fuente está representada por una preponderante contribución de manto astenosférico y corteza continental. En este modelo los procesos de cristalización fraccionada progresiva, con fraccionamiento dominante de feldespatos y una asociación mineral en la fuente enriquecida en plagioclasa explican muchas de las características geoquímicas de estas rocas (i.e. marcada anomalía de Eu, baja concentración de CaO (y Sr), alto contenido de Ga, *trends* evolutivos entre el Eu, Ba y Sr) (Dahlquist *et al.*, 2010).

Teniendo en cuenta las diferencias antes referidas entre los EASPA y las rocas tipo A fuertemente peraluminosas, el modelo petrogenético invocado para las segundas necesariamente debe ser diferente. Por otro lado, debido a las marcadas similitudes, las rocas del plutón Oeste pueden tener un similar origen al de los EASPA.

El estado del arte de los estudios sobre los granitos tipo A, sugiere que el carácter ferroso de los mismos se podría generar por: i) fusión parcial de una corteza tonalítica o granodiorítica a baja presión (4 kbar) en donde se generaría abundante ortopiroxeno peritéctico el cual deprimiría el magma en MgO en relación al FeO y al TiO_2 (Patiño Douce, 1997); ii) un proceso de cristalización fraccionada desde un magma toleítico (Frost y Frost, 1997). Estos magmas cristalizarían en condiciones reductoras y, por consiguiente, inhibirían o retrasarían la

cristalización de magnetita haciendo que el magma diferenciado sea rico en hierro; iii) La fO_2 y el contenido de agua en un fundido controlan las fases residuales durante el proceso de fusión por deshidratación para generar magmas tipo A (Dall´Agnol *et al.*, 2007). A bajas concentraciones de agua (<4 wt. %) y condiciones oxidantes, o con cualquier contenido de agua pero condiciones reductoras, el ortopiroxeno es estable en el residuo y el magma adquiriría similares características que en (i); iv) Holtz *et al.* (1992) investigando los efectos del Al en el magma durante procesos de fusión a baja presión demuestra experimentalmente que la relación Fe/Mg puede ser significativamente menor en fundidos graníticos peraluminosos ya que estos magmas incorporan más MgO que los subaluminosos.

El importante *input* juvenil en la fuente de los magmas parentales de los EASPA manifestaría que los procesos puramente corticales no podrían explicar adecuadamente la marcada señal *ferroan* de estos granitos, abonando la opción ii y otros procesos que impliquen la interacción de la corteza con el manto. Siguiendo esta evidencia los magmas fuertemente peraluminosos de fuente cortical no adquirirían dicha elevada relación Fe/Mg debido a la no participación de manto en su fuente y la consiguiente condición petrogenética más oxidante. Así mismo la incorporación de más MgO en los magmas peraluminosos favorece a que no tengan una elevada relación Fe/Mg.

El alto contenido de *HFSE* en los granitos tipo A es abordado en la literatura mediante distintas vías: a) condiciones de alta solubilidad de minerales accesorios en el proceso de fusión o fraccionamiento; b) Fluidos metasomáticos ricos en dichos elementos que afecten una roca fuente.

En relación a i), el comportamiento de Zr, REE, Y, Th y U durante los procesos vinculados con una corteza félsica están controlados principalmente por cuatro minerales accesorios (monacita, xenotima, apatita y circón) que generalmente representan al menos el 80–90% del total de estos elementos en las rocas de la corteza (por ejemplo, Bea, 1996). Entonces la solubilidad/fraccionamiento de dichos minerales controlará el contenido de *HFSE* en el magma. La solubilidad de las fases accesorias es razonablemente bien conocida debido a una gran cantidad de datos experimentales (por ejemplo, Watson, 1996; Wolf y London, 1994; Wolf y London, 1995 y sus referencias), en donde en todos los casos dependen fuertemente de la temperatura y la composición del fundido (por ejemplo, Bohenke *et al.*, 2013, Montel, 1993, Bea *et al.*, 1992).

La solubilidad de circón, como fue mencionado en la sección 13.6.4, está controlada por una variable térmica y una composicional (M) (Watson and Harris, 1983). Los EASPA tienen un valor M promedio próximo a 1,4 y los fuertemente peraluminosos en torno a 1,2, permitiendo a los magmas parentales de los EASPA mayores grados de solubilidad de circón. Las diferencias composicionales calculadas entre ambos grupos de rocas desde 750° hasta 950° aumentan desde 16 ppm de Zr a 750° a 128 ppm a 950°. La T_{zr} calculada para los EASPA varía aproximadamente entre 780° y 830° (Dahlquist *et al.*, 2010), lo cual a esas temperaturas las diferencias entre un valor M de 1,4 y 1,2 son de entre 23 y 41 ppm. Las rocas menos diferenciadas de Vinquis tienen entre 180 y 160 ppm de Zr, mientras que las de los EASPA tienen 343 ppm (Los Arboles), 198 ppm (San Blas), 151 ppm

(Huaco/Sanagasta), 205 ppm (Zapata) y 193 ppm (Cerro La Gloria). Entonces para las temperaturas propuestas para la generación de los EASPA, las diferencias en las concentraciones de circonio entre ambos grupos de rocas (excepto el plutón Los Arboles) puede ser explicada solo debida a un contraste composicional de los magmas parentales, fuertemente peraluminoso versus débilmente peraluminoso a metaluminoso.

El modelo de solubilidad de la apatita fue originalmente propuesto por Harrison y Watson (1984), en donde este dependía del contenido de sílice del magma y su temperatura. Sin embargo, basado en estudios experimentales que demostraron la marcada solubilidad de la apatita en fundidos peraluminosos, distintos autores (Bea *et al.*, 1992; Pichavant *et al.*, 1992) corrigen la ecuación inicial, agregando una nueva variable la cual la hace fuertemente dependiente de la relación A/CNK. Como ya fue notado el fosforo tiene un comportamiento contrastante entre ambos grupos de magmas con muy bajas concentraciones en los EASPA y altas en los fuertemente peraluminosos, contribuyendo también a la hipótesis de que la composición de elementos mayoritarios y la solubilidad de minerales accesorios habría jugado un rol central para explicar la diferencia en la concentración de *HFSE* y el P entre ambos grupos de rocas.

Un modelo alternativo para explicar la generación de magmas tipo-A con elevadas concentraciones de *HFSE* se enfoca en el papel de la fase fluida en la generación de los magmas, destacando la importancia de la interacción fluido-roca fuente antes del proceso fusión (Martin y De Vito, 2005, Martin, 2006, Martin *et al.*, 2012). En este modelo se propone que en un contexto extensional (post delaminación) el manto se desgasifica liberando fluidos alcalinos dominados por $H_2O + CO_2$ generando un proceso de metasomatismo alcalino en la corteza granulítica inferior (es decir, fenitización), la cual posteriormente se fundiría casi completamente. La fase fluida alcalina puede transportar una gran cantidad de elementos traza en solución, en particular los *HFSE* (Martin, 2006) enriqueciendo la corteza en dichos elementos.

Lira *et al.* (2012) estudiaron los granitos y las pegmatitas asociadas a los granitos del batolito Devónico de Las Chacras – Potrerillos (LCP) en la Sierra de San Luis, cercano al batolito de Achala en Sierras de Córdoba. Estos autores invocan procesos similares a los invocados por Martin (2006), en el cual rocas tonalíticas granodioríticas habrían sido fertilizadas por fluidos calientes transferidos desde el manto y luego fundidas para generar los magmas de tipo A del batolito LCP.

Como ya fue mencionado, el modelo propuesto para los EASPA, el cual también podría ser invocado para las rocas del plutón Oeste de Vinquis, implicaría una fuente con proporciones variables de corteza y manto astenosférico, con un subsecuente proceso de cristalización fraccionada (Dahlquist *et al.*, 2010, 2013, Alasino *et al.*, 2017). Sin embargo, al no haber evidencias de abundantes magmas máficos de edad Carbonífera inferior, ni rocas de composiciones intermedias y estando algunas muy enriquecidas en *HFSE* como las rocas del plutón Los Árboles, el modelo propuesto por Martin (2006), aparece como atractivo para explicar la génesis de estos granitos metaluminosos a débilmente peraluminosos. Sin embargo, esta problemática escapa al objetivo de la actual investigación doctoral.

13.10 Los granitos de la *suite* Characato en el contexto del batolito de Achala

Distintas facies graníticas (por ejemplo, Zarco, 2006), dominios geoquímicos (Demange *et al.*, 1996), variable contribuciones isotópicas (Dahlquist *et al.*, 2013, Rapela *et al.*, 2008) y expandido rango temporal (Rapela *et al.*, 1991, Dorais *et al.*, 1997, Rapela *et al.*, 2008, Dahlquist *et al.*, 2013) fueron reconocidos en el batolito de Achala. Sin embargo, diferentes autores notaron que las facies porfíricas media a gruesa de dos micas (facies B, Lira y Kirschbaum, 1990 y facies 1 y 2 de Dahlquist *et al.*, 2014) y un dominio geoquímico (*suite* Achala, Demange *et al.*, 1996) son ampliamente dominantes.

En este apartado se comentarán los principales rasgos petrológicos, geoquímicos, isotópicos y geocronológicos de este grupo de rocas (datos tomado de Dahlquist *et al.*, 2014 y referencias allí citadas) y se marcarán las similitudes y diferencias con las rocas graníticas de la *suite* Characato.

i) Todas las rocas tanto las de la *suite* Characato como las de las facies 1 y 2 del centro de Achala se caracterizan por contener una asociación mineral monzogranítica con muscovita y biotita, ii) las edades de las facies 1 y 2 varían entre 379-366 Ma, mientras que las de *suite* Characato son levemente más jóvenes (359 Ma); iii) los valores de εNd_{359} de las facies 1 y 2 de la región centro-norte y centro del batolito muestran un rango de −4,1 a −6,6 y los de *suite* Characato un rango de -6,5 a -4,7; iv) todas las rocas son ricas en sílice, son fuertemente peraluminosos, ocupan el límite de los campos ferrosos y magnesianos y dominantemente se proyectan entre el campo alcalino-cálcico (diagramas de Frost *et al.*, 2001); v) las facies 1 y 2 de Achala están levemente enriquecidas en sus componentes máficos ($FeO^t + MgO + TiO_2$), CaO, Al_2O_3 y P_2O_5,, Zr, LREE, Th, U, Sr y Ba y muy levemente empobrecidas en sílice, en relación a las facies porfíricas de dos micas de la *suite* Characato, excepto para las rocas de la región de Tasti que muestra similares concentraciones; vi) en los diagramas de Whalen *et al.* (1987), los monzogranitos de la *suite* Characato se proyectan en el campo de los granitos félsicos fraccionados, y los granitos de la región de Tasti y la facies 1 y 2 del batolito de Achala lo hacen dominantemente en el campo de los granitos de tipo A (Fig. 13.12a).

Las diferencias recién identificadas muestran un distinto grado de evolución geoquímica entre las distintas rocas. Se suele invocar a una gama de procesos para explicar las tendencias geoquímicas observadas en las *suites* fuertemente peraluminosas (por ejemplo, Clemens y Stevens, 2012, Champion *et al.*, 2013). Los principales incluyen: i) cristalización fraccionada, ii) fusión parcial progresiva, iii) procesos de mezcla (*mixing*), especialmente mezcla entre fundidos del manto y fundidos derivados de la corteza, o también procesos de asimilación (por ej., Collins, 1996; Gray y Kemp, 2009; iv) procesos de mezcla con restitas y fases peritécticas o solo con fases peritécticas selectivas (Clemens y Stevens, 2012).

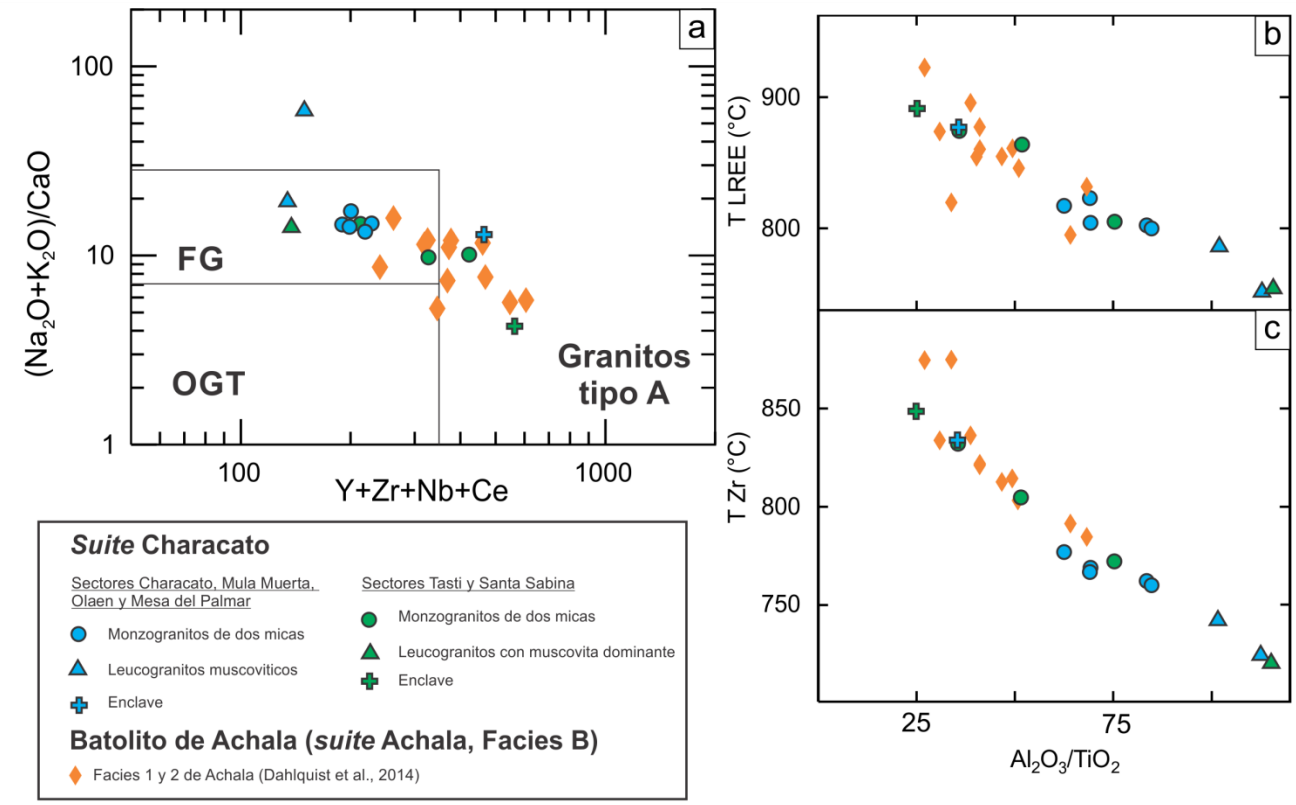


Fig. 13.12: (a) Diagrama de discriminación (K_2O + Na_2O) / CaO vs. Zr + Nb + Ce + Y para granitos de tipo A, granitos félsicos fraccionados (FG) y granitos de tipo M, I y S no fraccionados (OGT) de Whalen et al. (1987), que muestra las composiciones de los granitos de la suite Characato y la Facies 1 y 2 del batolito Achala (Dahlquist et al., 2014). (b) Relación de temperatura de saturación de circonio frente a Al_2O_3/TiO_2. (c) Temperatura de saturación de LREE frente a la relación Al_2O_3/TiO_2. Para una composición de roca fuente dada, los fundidos a alta temperatura tienen relaciones de Al_2O_3/TiO_2 más bajas que las masas fundidas a baja temperatura (Sylvester, 1998).

En primera instancia, la variación temporal hallada entre los granitos de la *suite* Characato con las facies 1 y 2 de Achala, coartan cualquier proceso que implique consanguineidad entre ambos. En segundo lugar, las señales isotópicas similares y fuertemente corticales, imposibilitan que las variaciones sean debidas a un proceso de mezcla con un magma juvenil.

Una hipótesis es que los granitos de la *suite* Characato son el resultado de un proceso de diferenciación de un magma parental similar al de las facies 1 y 2, fuertemente peraluminoso de tipo A, aunque más joven, como podrían ser los granitos de la región de Tasti. Esta es la hipótesis planteada en la sección 13.7 y 13.8, en la cual los granitos mencionados podrían representan el magma parental de la *suite* de Characato, aunque la edad de esta facies aun no es conocida.

Otro proceso que podría explicar las diferencias antes mencionadas, es el proceso de arrastre selectivo de restitas (*selective restite entrainment process*) (García y Stevens, 2017 y referencias allí). En este modelo un conjunto de minerales peritécticos y restíticos pueden ser arrastrados por el fundido en proporciones relativas, haciendo que por ejemplo rocas con un mayor grado de minerales restíticos (por ejemplo, circón, monacita, ilmenita, plagioclasa rica en Ca, biotita rica en Ti) se enriquezcan en los elementos que componen esos

minerales. La presencia documentada de circones heredados en los granitos de Achala manifiesta que este proceso algún rol jugó, sin embargo, los datos de química mineral y texturales tanto de la plagioclasa como la biotita, los excluyen como minerales restíticos. Tampoco hay presencia de minerales peritécticos como granate, cordierita, ortopiroxeno, etc. Además, todas las rocas de las facies 1 y 2 de del batolito de Achala y las del área de estudio tienen composiciones similares a la de fundidos experimentales, manifestando que este proceso no fue significativo en el batolito.

Una tercera posibilidad, es que representen distintos lotes de magmas corticales generados a distinta temperatura. Las temperaturas progresivamente más altas conducen a la producción de fundidos parciales más máficos y cálcicos (Clemens y Watkins, 2001) y a un mayor contenido de *HFSE* (por ejemplo, Zr, Th, LREE) alojados en minerales accesorios que aumentan su solubilidad con la temperatura. Las temperaturas calculadas utilizando las concentraciones de Zr y LREE (Watson y Harrison, 1983; Montel, 1993) y la relación Al_2O_3 / TiO_2 (Jung y Pfänder, 2007) para los monzogranitos de Characato *suite* son más bajas que las de las facies 1 y 2 del batolito de Achala (Fig. 13.12 b, c).

Como ya fue mencionado, las facies dominantes de Achala y la facies de Tasti tienen características geoquímicas de elementos traza de granitos tipo A. Algunas hipótesis genéticas fueron propuestas para abordar esta problemática. Rapela *et al.*, (2008) acude a la hipótesis de Whalen *et al.* (1987) la cual sugiere que la fusión de residuos refractarios a altas temperaturas (> 830 ºC) puede generar magmas de tipo A. Por otro lado, Lira y Sfragulla (2014) sugieren que la naturaleza híbrida (es decir, fuertemente peraluminosa y tipo A) de las masas fundidas de Achala podría explicarse por un proceso de fusión parcial de una fuente metasedimentaria, pero previamente y de forma variable metasomatizada por fluidos juveniles alcalinos (es decir, fenitización), acudiendo a la hipótesis de Martin (2006).

La hipótesis manejada en este trabajo es que las rocas con isotopía cortical del batolito de Achala responden a un proceso de fusión de alta temperatura que involucró el proceso de deshidratación de la biotita (ver secciones 13.5 y 13.6). Los distintos geotermómetros calculados utilizando los modelos de solubilidad de minerales accesorios para la región de Tasti concuerdan con las temperaturas en las que se produce dicho proceso de fusión (ver sección 13.6.4). A partir de estos datos se puede concluir que para explicar las elevadas concentraciones de Zr y LREE, los más influyentes en la signatura tipo A de elementos traza (*i.e.* Zr + Ce + Y + Nb), de las facies principales de Achala, no es necesario acudir a ningún proceso de enriquecimiento de la fuente sino que las reacciones en ausencia de líquido que involucran la descomposición de micas (Clemens y Watkins, 2001) a elevadas temperaturas, en acuerdo con Rapela *et al.* (2008), resuelven esta problemática.

Sin embargo, no descartamos que procesos de fertilización de la corteza, como la adición de leves fracciones de agua, hayan facilitado la elevada producción de magmas. Schwindinger *et al.* (2018) proponen que la presencia de pequeños volúmenes de exceso de agua podría ser mucho más común de lo que se ha inferido hasta ahora en los procesos de fusión parcial de la corteza. A partir de modelos de equilibrio mineral los autores

sugieren que la composición geoquímica es relativamente incentiva a la presencia de agua libre (en bajas proporciones) pero determinante en el volumen de magma generado.

13.11. Implicancias geodinámicas

Para incorporar los principales aportes realizados en esta contribución a un marco geodinámico para el devónico carbonífero, primero se realizará una breve reseña de los principales datos que se conocen y que aportan a dicho marco:

i) El magmatismo devónico (390- 360 Ma) se desarrolló en una región intracontinental entre los 30°–34° de latitud sur, mientras que en el margen continental para ese momento hubo una aparente falta de actividad magmática de arco. La fuente de estos magmas no es homogénea, gran parte del batolito de Achala indica una fuente dominantemente cortical (Dahlquist *et al.*, 2013) aunque algunas rocas de poca expresión areal requieren la presencia del manto para ser explicadas (Rapela *et al.*, 2008), así como los batolitos devónicos de San Luis también lo requieren (López de Luchi *et al.*, 2017).

ii) En la región del margen continental se desarrolló, en el Devónico medio-tardío, un metamorfismo de alta presión (7–14 kbar) bajo un gradiente térmico bajo (10–13 ° C / km) (Willner *et al.*, 2011). En otros sectores del margen se desarrollaron pliegues y corrimientos asociados a un evento de compresión (orogenia Chánica) (Ariza *et al.*, 2018). En la región intracontinental el basamento de las Sierras Pampeanas orientales no muestra evidencias de metamorfismo regional devónico, en esta región habrían actuado diferentes fajas de cizalla (reactivadas o generadas) de cinemática inversa y/o transcurrente (por ejemplo, faja de deformación Las Lajas) (p. ej., Sims *et al.*, 1998, Northrup *et al.*, 1998, Rapela *et al.*, 1998, Otamendi *et al.*, 2004, Whitmeyer, 2008, Cristofolini *et al.* 2017). En este contexto el batolito Las Chacras-Potrerillos, se habría emplazado de manera sincinemática con el evento compresivo (Siegesmund *et al.*, 2004).

iii) En el Carbonífero inferior en la región intracontinental (357-322 Ma), (es decir, Sierras Pampeanas Orientales), en un contexto de retroarco, se desarrolló un magmatismo de tipo A metaluminoso a débilmente peraluminoso con la distintiva participación del manto juvenil y de la corteza continental en su fuente y asociado escasos diques máficos penecontemporáneos (Dahlquist *et al.*, 2010, 2013). Vinculado temporal y espacialmente se emplazaron varios plutones fuertemente peraluminosos de dos micas y fuente dominantemente cortical (Dahlquist *et al.*, 2018). Coetáneamente en zonas puntuales de las Sierras Pampeanas fueron emplazados diques de lamprófiro a través de zonas de cizalla transtensional sinestral (Martina *et al.* 2018). En la región de las las Sierras Pampeanas Occidentales y la Cordillera Frontal (Fig. 1a), se desarrollaron plutones con una signatura geoquímica calcoalcalina (357-322 Ma) (Llambías y Sato, 1995; Gregori *et al.*, 1996; Alasino *et al.*, 2012, Dahlquist *et al.*, 2018).

v) En la región de retro arco en el Carbonífero inferior se desarrollaron extensas cuencas sedimentarias de tipo *rift* o *pull-apart* (por ejemplo, Formación Los Llantenes en la Precordillera más septentrional) (Astini *et al.*, 2011).

vi) En el Carbonífero inferior se produce una fuerte y rápida exhumación y alzamiento que indica una elevación mínima de 4 km en las Sierras Pampeanas Orientales (Jordan *et al.*, 1989; Dávila y Carter, 2013; Enkelmann *et al.*, 2014; Nóbile *et al.*, 2015) a la cual estuvo asociado a un evento glaciar en la región occidental de Gondwana. Una evidencia de esto por ejemplo es la exhumación del granito Serrezuela el cual se emplazó a una profundidad en torno a 1,3 kb (4,8 km de profundidad) (Lira y Sfragulla *et al.*, 2014 y referencias allí) a los 356 ± 3 Ma (Dahlquist *et al.*, 2018) y luego es afectado por el labrado de valles en "U" de dicha glaciación. Recientemente, este proceso de alzamiento es asociado a un impulso de fuerzas de surgencia de la astenósfera (Dávila *et al.*, 2018).

vii) El supercontinente de Gondwana ubicado próximo al polo sur entre el Paleozoico medio y el Mississipiano entre los 365 y los 345 Ma, estuvo sometido a una rotación rápida en sentido contrario a las agujas del reloj, y dicha rotación fue acomodada internamente por el desplazamiento sinestral relativo entre bloques del basamento a través del margen occidental del supercontinente (Martina *et al.*, 2018).

En este contexto devónico carbonífero se desarrollan las rocas bajo estudio, en particular en el límite devónico-carbonífero (359 Ma para la *suite* Characato; 355 Ma para los granitos peraluminosos de Vinquis), las cuales fueron interpretadas en esta contribución como derivadas de una fuente cortical, productos de un evento de fusión de alta temperatura (>800°) y generados a profundidades menores a *ca.* 35 km. Ninguno de los dos granitos muestra evidencias de deformación subsólida, aunque sí hay evidencias de orientaciones magmáticas (por ejemplo, fenocristales y enclaves o xenolitos orientados).

El evento contraccional devónico no cuenta con estudios sistemáticos como para ser claramente comprendido, ni cuáles fueron sus alcances y magnitudes. Preliminarmente algunos autores sugieren que las zonas de cizalla reactivadas en ese momento no alcanzarían como para ser interpretadas como una formación orogénica de cadenas de montañas (Ramos *et al.*, 2014),

Basados en un extensa base de datos geocronológica, Dahlquist *et al.* (2018) soportan la hipótesis de un proceso de subducción alternante de bajo/alto ángulo (Alasino *et al.*, 2012) para explicar el magmatismo desarrollado durante el Devónico y el Carbonífero inferior. El mismo, según los autores, respondería a un proceso continuo, con variaciones geoquímicas e isotópicas en tiempo y espacio. Los autores proponen que en el margen pre-andino de Gondwana durante el Devónico medio-tardío (ca. 390 Ma) se estableció un margen de subducción horizontal, que explica la falta de actividad magmática en el margen continental, el metamorfismo de elevada P / T en esa área y la fase compresiva registrada en la región intracontinental. Para explicar el desarrollo del magmatismo intracontinental devónico se hipotetiza con que la rotura de la losa oceánica, el

surgimiento subsiguiente del manto y el adelgazamiento sincrónico del manto litosférico, aportaron un importante flujo de calor, y quizá fluidos, el cual que provocó la fusión parcial de la corteza. Posteriormente, ya en el Carbonífero inferior, la loza oceánica se habría profundizado, lo cual condujo a la subducción normal en el margen preandino del SW Gondwana y a la formación de un arco magmático continental en el oeste. En la región de retroarco se desarrolló un voluminoso magmatismo de tipo A con fuerte señal del manto, en un contexto extensional con la generación de cuencas y alzamiento posterior de la corteza vinculado a un ascenso astenosférico.

En el momento que habría comenzado la actividad de arco en el margen pre-andino de Gondwana, se emplazan en la región de retro-arco los granitos fuertemente peraluminosos de la *suite* Characato y los granitos del batolito de Vinquis. En este tipo de configuraciones geodinámicas (por ejemplo, *back-arc*) los modelos numéricos predicen que grandes cantidades de magmatismo granítico pueden ser desarrollados. Bea (2012) demuestra que en regiones donde se produce un aumento del flujo de calor subcrustal en relación al normal asociado a algún proceso de ascenso astenosférico y la corteza es no menor a 30-35 km y fértil se puede crear una capa parcialmente fundida en la corteza inferior en aproximadamente 30 Ma de manifestada la anomalía térmica. En dicho modelo los importantes volúmenes se fundido se producen a profundidades de entre 20 y 35 km aproximadamente (6 a 10 kbar) y con temperaturas que superan ampliamente los 800° de temperatura.

Así en esta tesis doctoral sugerimos que el magmatismo fuertemente peraluminoso tipo A puedo haber estado desarrollado en un contexto de retro-arco y haber sido "gatillado" por una anomalía térmica vinculada a un ascenso del manto astenosférico, como lo han postulado Dahlquist *et al.* (2018) para explicar el desarrollo de este magmatismo y Dávila *et al.* (2018) para explicar la fuerte y rápida exhumación y alzamiento ocurrida en el Carbonífero inferior.

14. CONCLUSIONES

14. Conclusiones

El batolito de Vinquis fue estudiado a través de tres sectores principales, sector norte (aprox. Lat. 27°57´S), sector central (aprox. Lat. 28°07´ S) y sector sur (aprox. Lat. 28°15´S), mientras que los granitos del extremo norte del batolito de Achala (aquí denominados en conjunto como *suite* Characato, siguiendo a Demange *et al.*, 1996) fueron estudiados al norte del paralelo 31º16´. A partir del estudio de dichas zonas se obtuvieron los siguientes resultados:

i. En el flanco Este de la sierra de Vinquis cuatro facies principales monzograníticas de dos micas fueron halladas: A) granito porfírico de grano medio a grueso, B) granito equigranular de grano medio, C) granito equigranular de grano fino, D) granito porfírico a equigranular grueso. La facies A es la de mayor dominancia areal. En el flanco Oeste predominan los granitos con biotita como única mica. Se reconocieron dos facies graníticas de base: E) Monzogranito porfírico grano medio a grueso y G) Monzogranito equigranular a porfírico de pequeños fenocristales. Ambos son intruidas por un plutón de forma subcircular (Plutón Oeste) el cual está constituido por granitoides biotíticos porfíricos de grandes fenocristales (facies F).

ii. Rocas de caja constituidas por metapsamitas y protomilonitas afloran discontinuamente a lo largo de todo el flanco este del batolito de Vinquis, constituyendo pequeños cuerpos separados del macizo granítico o como tabiques o xenolitos marcando el contacto Este del batolito.

iii. Los granitos de la *suite* Characato están constituidos por cuatro facies texturales dominantes: facies Mula Muerta, monzogranitos de dos micas de grano medio porfíricos con pequeños fenocristales; facies Olaen, monzogranitos de dos micas de grano medio porfíricos y con la presencia de enclaves ovoidales graníticos de grano fino; facies de leucogranitos con muscovita dominante y facies Tasti, granito porfírico de megacristales de dos micas.

iv. Los granitos de dos micas de ambos batolitos cuentan con evidencias texturales y mineraloquímicas que indican que las micas blancas dominantes tienen un origen magmático. Las biotitas tienen una composición rica en Al y en flúor. Estos datos reflejan que la peraluminosidad de los magmas es primaria y que están enriquecidos en F.

v. Los granitos fuertemente peraluminosos del batolito de Vinquis y los de la *suite* Characato se emplazaron en el Devónico tardío o en el Carbonífero inferior. La datación de U – Pb sobre circón para los primeros produjo una edad de cristalización de 355 ± 7, mientras que para los granitos del norte de Achala fue de 359 ± 5 Ma. Estas rocas son eslabones temporales importantes para plantear el continuo entre el magmatismo del Devónico medio y superior con el del Carbonífero inferior. Así mismo otra importante conclusión es que a partir del momento referido, el magmatismo se torna generalizado arealmente ya que los plutones se desarrollan tanto en las Sierras de Córdoba (por ejemplo, *suite* Characato, plutón Serrezuela y plutón Capilla del Monte) como en las Sierras Pampeanas de la Rioja y Catamarca. Estas edades confirman que las rocas fuertemente peraluminosas

de Vinquis y de la *suite* Characato se emplazaron sincrónicamente con los primeros plutones del Carbonífero inferior metaluminosos a débilmente peraluminosos tipo A en la región intracontinental (retro-arco) del margen pre-andino de la región SO de Gondwana. El plutón Oeste intruye frágilmente a las rocas peraluminosas de Vinquis y su edad de emplazamiento podría estar restringida entre la edad de cristalización de los granitos de Vinquis (355 Ma) y el emplazamiento del plutón más joven del Carbonífero inferior (322 Ma).

vi. A partir de datos de geoquímica de roca total, isótopos Sr-Nd, herencia de circón y composición isotópica de Hf en circón, sugerimos que la fuente de los monzogranitos de la *suite* Characato es una corteza heterogénea compuesta principalmente por granitos tipo-S y/o migmatitas pampeanas, granitoides famatinianos y, probablemente, rocas metamórficas de grado bajo a medio de la Serie Puncoviscana de las Sierras de Córdoba. Para los granitos fuertemente peraluminosos de Vinquis sugerimos que la fuente se podría corresponder con una corteza heterogénea formada por rocas ígneas famatinianas y rocas metasedimentarias pospampeanas. Aunque tampoco se puede descartar una fuente metasedimentaria que haya recibido el producto de la erosión de los orógenos previos (famatiniano y Pampeano). En ambos casos el magmatismo sería el resultado del retrabajo de la corteza.

vii. Distintas evidencias geoquímicas sugieren que, tanto en las rocas de la *suite* Characato como en las rocas peraluminosas de Vinquis, la plagioclasa se mantuvo mayormente como un elemento residual en la fuente, por lo tanto, no fue una fase reactiva dominante en el proceso de fusión. Contrariamente la biotita habría jugado un rol relevante como fase reactante en el proceso de fusión. Así el proceso propuesto para la generación de los magmas en estudio es la fusión parcial en condiciones de deshidratación por rotura de la biotita a altas temperaturas. En particular el modelo de fusión en equilibrio que replica las características geoquímicas de los granitos menos evolucionados de la *suite* Characato implica la consumición total de la biotita y un residuo rico en feldespatos y cuarzo. También pone de manifiesto la necesidad de una roca fuente rica en Rb como lo son por ejemplo los granitos tipo S, para generar magmas ricos en elementos incompatibles. Así un proceso de refusión de la corteza es también importante para generar este tipo de rocas.

viii. La presencia de plagioclasa en el residuo tiene dos implicancias fundamentales: i) fusión mediante procesos de deshidratación de minerales hidratados y ii) una presión de fusión inferior a 10 kbar (menores a 35 km) (por ejemplo, Patiño Douce, 1999, 2005). Por otro lado, el proceso de *breakdown* de la biotita implica temperaturas por encima de los 750°-800°. Aunque los geotermómetros basados en la solubilidad de minerales accesorios tienen sus limitaciones, las temperaturas calculadas para las rocas menos diferenciadas de ambos batolitos superan dichos valores, más aún las de la *suite* Achala.

ix. Las tendencias geoquímicas hacia granitos evolucionados, así como la variación mineralógica encontrada (granitos con biotita dominante a granitos con muscovita dominante y/o granitos muscovíticos) reconocida en ambas zonas de estudio responderían a procesos de cristalización fraccionada. Los modelos de elementos mayoritarios y trazas sugieren que las rocas graníticas más evolucionadas de la *suite* Characato pueden ser

explicadas por un moderado grado de fraccionamiento y un sólido fraccionado formado por feldespato alcalino y plagioclasa, con menores proporciones de biotita, muscovita e ilmenita. Para los granitos peraluminosos de Vinquis el modelo sugiere un líquido residual de entre 70% y 56 % y un sólido fraccionado formado por cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y biotita y menores proporciones de apatita e ilmenita. Las disminuciones concomitantes en *LREE* (La, Ce), Zr (Hf) y Th con relación al FeO^t + MgO sugieren que los minerales accesorios reconocidos en ambos complejos ígneos, circón y monacita, también habrían participado del proceso de fraccionamiento.

x. El voluminoso magmatismo cortical de alta temperatura que representan los granitos de Vinquis como los del batolito de Achala, se enmarcarían en un contexto geotectónico de retro-arco. Varias evidencias sugieren que una anomalía térmica vinculada a un ascenso del manto astenosférico habría "gatillado" el magmatismo. Modelos numéricos demuestran que estos contextos son ideales para desarrollar abundantes cantidades de magmatismo granítico.

xi. Los leves contrastes geoquímicos entre los granitos peraluminosos de Vinquis y los de la *suite* Characato con los clásicos granitos tipo S, ciertos rasgos en común con los granitos tipo A, el emplazamiento simultáneo con granitos tipo A metaluminosos a débilmente peraluminosos, el contexto tectónico de retroarco planteado para el momento de su generación y una fuente no formada exclusivamente por metasedimentos es que denominamos como "granitos tipo A fuertemente peraluminosos" a los granitos en estudio.

xii. El comportamiento contrastante de los *HFSE* y P_2O_5 observado para granitos de tipo A metaluminosos a débilmente peraluminosos y fuertemente peraluminosos se puede vincular al índice de saturación de aluminio del fundido la cual limita o favorece la solubilidad de los minerales accesorios como la apatita, el circón, la monacita y la xenotima durante la fusión parcial.

xiii. Las facies dominantes de Achala y la facies de Tasti que tienen características geoquímicas de elementos traza de granitos tipo A (*i.e.* Zr + Ce + Y + Nb > 350 ppm) pueden ser explicados mediante el proceso de fusión de alta temperatura que involucró el proceso de deshidratación de la biotita, sin necesidad de acudir a ningún proceso de enriquecimiento de la fuente. Sin embargo, pequeños volúmenes de exceso de agua no pueden ser descartados en el proceso de fusión parcial.

15. BIBLIOGRAFÍA

15. Bibliografía

Abdel Rahman, A.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. Journal of Petrology 35, 525–541.

Aceñolaza, F.G., Toselli, A., 2009. The Pampean orogen: Ediacaran–Lower Cambrian evolutionary history of Central and Northwest region of Argentina. In: Gaucher, C.,Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds.), Neoproterozoic–Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: A Focus on Southwestern Gondwana. Developments in Precambrian Geology. 16. Elsevier, pp. 239–254.

Aceñolaza, F.G., Toselli, A.J., 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. Memorias Segundo Congreso Latinoamericano Geología, Caracas. 2. pp. 755–764.

Aceñolaza, F.G., Toselli, A.J., 1981. Geología del Noroeste Argentino. Publicación Especial. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Tucumán 1287, pp. 1–212.

Aceñolaza, G.F., 2003. The Cambrian System in Northwestern Argentina: stratigraphical and palaeontological framework. Geologica Acta, 1(1), 0023-39.

Aceñolaza, G.F., Toselli, A.J., 1973. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino, in: 2º Congreso Latinoamericano de Geología. Caracas, pp. 755–764.

Acosta-Vigil, A., Buick, I., Hermann, J., Cesare, B., Rubatto, D., London, D., Morgan VI, G.B., 2010. Mechanisms of crustal anatexis: A geochemical study of partially melted metapelitic enclaves and host dacite, SE Spain. J. Petrol. 51, 785–821. doi:10.1093/petrology/egp095

Alasino, P.H., Casquet, C., Larrovere, M.A., Pankhurst, R.J., Galindo, C., Dahlquist, J.A., Baldo, E.G., Rapela, C.W., 2014. The evolution of a mid-crustal thermal aureole at Cerro Toro, Sierra de Famatina, NW Argentina. Lithos 190/191, 154–172.

Alasino, P.H., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Dahlquist, J.A., Galindo, C., Larrovere, M.A., Recio, C., Paterson, S.R., Colombo, F., Baldo, E.G., 2016. Mafic rocks of the Ordovician Famatinian magmatic arc (NW Argentina): new insights into the mantle contribution. Geol. Soc. Amer. Bull. 128, 1105–1120.

Alasino, P.H., Dahlquist, J.A., Galindo, C., Casquet, C., Saavedra, J., 2010. Andalusite and Na- and Li-rich Cordierite in the La Costa plutón, Sierras Pampeanas, Argentina: Textural and chemical evidence for a magmatic origin. International Journal of Earth Sciences 99, 1051–1065.

Alasino, P.H., Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Galindo, C., Casquet, C., Rapela, C.W., Larrovere, M.A., Fanning, C.M., 2012. Early Carboniferous sub- to mid-alkaline magmatism in the Eastern Sierras Pampeanas,

NW Argentina: A record of crustal growth by the incorporation of mantle-derived material in an extensional setting. Gondwana Res. 22, 992–1008. doi:10.1016/j.gr.2011.12.011

Alasino, P.H., Larrovere, M.A., Rocher, S., Dahlquist, J.A., Basei, M.A.S., Memeti, V., Paterson, S., Galindo, C., Macchioli, M., da Costa Campos Neto, M., 2017. Incremental growth of an upper crustal, A-type plutón, Argentina: Evidence of a re-used magma pathway. Lithos 284–285, 347–366. doi:10.1016/j.lithos.2017.04.013

Anderson, J.L, Rowley, M.C., 1981. Synkinematic intrusion of peraluminous and associated metaluminous granitic magmas, Whipple Mountains, California. Canadian Mineralogist 19, 83–10l

Anderson, J.L., Morrison, J., 1992. The role of anorogenic granites in the Proterozoic crustal development of North America. In: Condie, K.C. (Ed.), Proterozoic Crustal Evolution. Elsevier, Amsterdam, pp. 263 – 299.

Anderson, J.L., Morrison, J., 1998. Oxygen isotope systematics of 1.3 to 1.6 Ga granites of Laurentia. Abstracts with Programs - Geological Society of America 30, A89.

Anderson, J.L., Morrison, J., 2005. Ilmenite, magnetite, and peraluminous Mesoproterozoic anorogenic granites of Laurentia and Baltica. Lithos 80, 45–60.

Antunes, I.M.H.R., Neiva, A.M.R., Silva, M.M.V.G., Corfu, F., 2008. Geochemistry of S-type granitic rocks from the reversely zoned Castelo Branco plutón (central Portugal). Lithos 103, 445–465.

Ariza, J. P., Boedo, F. L., Sánchez, M. A., Christiansen, R., Lujan, S. B. P., Vujovich, G. I., & Martínez, P., 2018. Structural setting of the Chanic orogen (Upper Devonian) at central-western Argentina from remote sensing and aeromagnetic data. Implications in the evolution of the proto-Pacific margin of Gondwana. Journal of South American Earth Sciences, 88, 352-366.

Astini, R.A. 1996. Las fases diastróficas del Paleozoico medio en la Precordillera del oeste argentino: evidencias estratigráficas. In Congreso Geológico Argentino y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 13 y No. 3, Actas 5: 509-526. Buenos Aires.

Astini, R.A., 2003. The Ordovician Proto-Andean basins. In: Benedetto, J.L. (Ed.), Ordovician fossils of Argentina. Secretaría de Ciencias y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba, Argentina, pp. 1–74.

Astini, R.A., Davila, F.M., 2004. Ordovician back-arc foreland and Ocloyic thrust belt development on the western Gondwana margin as a response to Precordillera terrane accretion. Tectonics, 23(4).

Astini, R.A., Martina, F., Davila, F.M., 2011. The Los Llantenes Formation in the Precordillera of Jague (La Rioja province) and the recognition of a rifting stage in the early evolution of the Late Paleozoic basins in western Argentina. Andean Geology, 38 (2), 245-267.

Augustsson, C., Willner, A.P., Rüsing, T., Niemeyer, H., Gerdes, A., Adams, C.J., Miller, H., 2016. The crustal evolution of South America from a zircon Hf-isotope perspective. Terra Nov. 28, 128–137. doi:10.1111/ter.12200

Ávila, J., Lazarte, J.E, Gianfrancisco, M., Fogliata, A.S., 1999. Metalogénesis de wolframio y estaño de Catamarca. En: Recursos minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR. Anales 35, 563–573.

Báez, M. A., Fogliata, A., Hagemann, S., & Santos, J. O. (2018). Magmatismo CarbonÍfero en la sierra de Ambato, Catamarca, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 75(4), 601-608.

Báez, M., Basei, M.A., Toselli, A.J. y Rossi, J.N. 2004. Geocronología de granitos de la sierra de Velasco (Argentina): reinterpretación de la secuencia magmática. Simposio Quarenta Anos de Geocronologia no Brasil, Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) del Instituto de Geociências Universidade de São Paulo (USP), San Pablo Brasil, Actas 1: 85.

Baldo, E.G., 1992. Estudio petrológico y geoquímico de las rocas ígneas y metamórficas entre Pampa de Olaen y Characato, extremo norte de la Sierra Grande de Córdoba. Córdoba, República Argentina. Universidad Nacional de Córdoba.

Baldo, E.G., Demange, M., Martino, R. D., 1996b. Evolution of the Sierras de C6rdoba, Argentina. Tectonophysics, 267, 121-142.

Baldo, E.G., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Galindo, C., Casquet, C., Verdecchia, S.O., Murra, J.A., 2014. Geocronología de las Sierras de Córdoba: revisión y comentarios, in: Martino, R.D., Guereschi, A.B. (Eds.), Geología Y Recursos Naturales de La Provincia de Córdoba. Relatorio Del XIX Congreso Geológico Argentino. Córdoba, Argentina, pp. 845–868.

Baldo, E.G., Verdecchia, S.O., 2014. Las metamorfitas de contacto asociadas al magmatismo Achaliano de las Sierras de Córdoba, in: Martino, R.D., Guereschi, A.B. (Eds.), Geología Y Recursos Naturales de La Provincia de Córdoba. Relatorio Del XIX Congreso Geológico Argentino. Córdoba, Argentina, pp. 349–363.

Ballouard, C., Poujol M., Boulvais P., Zeh A., 2017. Crustal recycling and juvenile addition during lithospheric wrenching: the Pontivy-Rostrenen magmatic complex, Armorican Massif (France), Variscan belt. Gondwana Res 49, 222–247.

Barbarin, B. 1996. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. Geology 24, 295-8.

Basei, M.A.S., Campos Neto, M.D.C., Lopes, A.P., Nutman, A.P., Liu, D., Sato, K., 2013. Polycyclic evolution of Camboriú Complex migmatites, Santa Catarina, Southern Brazil: integrated Hf isotopic and U-Pb age zircon evidence of episodic reworking of a Mesoarchean juvenile crust. Brazilian J. Geol. 43, 427–443. doi:10.5327/Z2317-48892013000300002

Bea F., 1996. Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths: Implications for the chemistry of crustal melts. J. Petrol. 37, 521–552.

Bea, F., 2012. The sources of energy for crustal melting and the geochemistry of heat-producing elements. Lithos 153 (8), 278–291.

Bea, F., Fershater, G. and Corretgd, L.G., 1992. The geochemistry of phosphorus in granite rocks and the effect of aluminium. Lithos, 29: 43-56.

Bea, F., Montero, P., Molina, J.F., Scarrow, J.H., Cambeses, A., Moreno J.A. 2018. Lu-Hf ratios of crustal rocks and their bearing on zircon Hf isotope model ages: the effects of accessories. Chemical Geology 484, 179-190

Bea, F., Pereira, M.D., Stroh, A., 1994. Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). Chemical Geology 117, 291–312.

Bellos, L.I., Castro, A., Díaz-Alvarado, J., Toselli, A., 2015. Multi-pulse cotectic evolution and in-situ fractionation of calc-alkaline tonalite–granodiorite rocks, Sierra de Velasco batholith, Famatinian belt, Argentina. Gondwana Res. 27, 258–280.

Bickle, M.J., Wickham, S.M., Chapman, H.J., Taylor Jr., H.P., 1988. Strontium and oxygen isotope profiles across marble-silicate contacts, Lizzies Basin, East Humboldt Range, Nevada: constraints on metamorphic permeability contrasts and fluid flow. Contributions to Mineralogy and Petrology 100, 399–417.

Boehnke, P., Watson, E.B., Trail, D., Harrison, T.M., Schmitt, A.K., 2013. Zircon saturation re-revisited. Chem. Geol. 351, 324–334

Bonalumi, A., Martino, R.D., Sfragulla, J.A., Baldo, E.G., Cabanillas, A., Juri, E., Torres, B., 1999. Hoja Geológica 3166-IV. Villa Dolores. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires.

Bonin, B., 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. Lithos 97, 1–29. doi:10.1016/j.lithos.2006.12.007

Bouvier, A., Vervoort, J.D., Patchett, P.J., 2008. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. Earth Planet. Sci. Lett. 273, 48–57. doi:10.1016/j.epsl.2008.06.010

Bracaccini, O., 1936. Observaciones geologicas en el batolito de Achala, Cordoba, Argentina. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Fisicas y Naturales, Universidad Nacional de Cordoba (inedita), 113 p. Cordoba.

Breiter, K., 2012. Nearly contemporaneous evolution of the A- and S-type fractionated granites in the Krušné hory/Erzgebirge Mts., Central Europe. Lithos 151, 105–121.

Caffe, P., 1993. Petrología y estructura del área comprendida entre las localidades de Pintos y Quilpo Sud, departamentos Punilla y Cruz del Eje, pcia. de Córdoba. Trabajo final Escuela de Geología, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. Inédito.

Candiani, J.C., Zarco, J.J., Jerez, D., Gamba, M., 2008. Hoja Geológica 3166-24, 1:100.000, Pampa de Olaen. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires

Carvalho, P.C.S., Neiva, A.M.R., Silva, M.M.V.G., Corfu, F., 2012.A unique sequential meltingmechanism for the generation of anatectic granitic rocks from the Penafiel area, northern Portugal. Lithos 155, 110–124.

Casquet, C., Dahlquist, J.A., Verdecchia, S.O., Baldo, E.G., Galindo, C., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Morales Cámera, M.M., Murra, J.A., Fanning, C.M., 2018. Review of the Cambrian Pampean orogeny of Argentina; a displaced orogen formerly attached to the Saldania Belt of South Africa? Earth-Science Rev. 177, 209–225. doi:10.1016/j.earscirev.2017.11.01

Casquet, C., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E., Galindo, C., Fanning, C.M., Dahlquist, J., 2012b. Fast sediment underplating and essentially coeval juvenile magmatism in the Ordovician margin of Gondwana, Western Sierras Pampeanas, Argentina. Gondwana Res. 22, 664–673.

Casquet, C., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E.G., Galindo, C., Fanning, C.M., Dahlquist, J.A., Saavedra, J., 2012. A history of Proterozoic terranes in southern South America: From Rodinia to Gondwana. Geosci. Front. 3, 137–145. doi:10.1016/j.gsf.2011.11.004

Castro, A., 2013. Tonalite–granodiorite suites as cotectic systems: A reviewof experimental studies with applications to granitoid petrogenesis. Earth-Science Reviews 124, 68–95.

Castro de Machuca, B., Delpino, S., Previley, L., Mogessie, A. y Bjerg, E., 2012. Tectono-metamorphic evolution of a high- to medium-grade ductile deformed metagabbro/metadiorite from the Arenosa Creek Shear Zone, Western Sierras Pampeanas, Argentina. Journal of Structural Geology 42: 261-278.

Castro, A., Patiño Douce, A.E., Corretgé, L.G., De La Rosa, J.D., El-Biad, M., El-Hmidi, H.H., 1999. Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: An experimental test of granite petrogenesis. Contrib. to Mineral. Petrol. 135, 255–276. doi:10.1007/s004100050511

Cawood, P.A., 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. Earth-Science Rev. 69, 249–279. doi:10.1016/j.earscirev.2004.09.001

Centanni, J.P., 1983. The composition, synthesis and thermal stability of celadonitic muscovite with regards to its occurrence in plutonic rocks. Master's thesis, University of California, Santa Barbara, California. 67 pp.

Centanni, J.P., 1985. Composition, synthesis and thermal stability of celadonitic white mica: Implications for plutonic muscovite. Geological Society of America Abstracts with Programs 17, 347.

Champion, D.C., Bultitude, R.J., 2013. The geochemical and Sr–Nd isotopic characteristics of paleozoic fractionated S-types granites of north Queensland: implications for Stype granite petrogenesis. Lithos 162–163, 37–56

Chappell, B.W., 1979. Granites as images of their source rocks. Geological Society of America Program with Abstracts 11, 400.

Chappell, B.W., White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geology 8, 173–174.

Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 83, 1–26.

Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., Santos, J.O.S., Allchurch, S., McNaughton, N.J., 2010. The southern segment of the Famatinian magmatic arc, La Pampa Province, Argentina. Gondwana Res. 17, 662–675.

Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., Santos, J.O.S., Godeas, M.C., Belousova, E., McNaughton, N.J., 2012. Identification and isotopic studies of early Cambrian magmatism (El Carancho Igneous Complex) at the boundary between Pampia terrane and the Río de la Plata craton, La Pampa province, Argentina. Gondwana Res. 21, 378–393. doi:10.1016/j.gr.2011.04.007

Cingolani, C.A., Varela, R., 1975. Geocronologia rubidio-estroncio de rocas igneas y metamorficas de las sierras Chica y Grande de Cordoba. Republica Argentina. 2o Congreso Ibero-Americano de Geologia Economica I: 9–35.

Clarke, D. B., 1981. The mineralogy of peraluminous granites: a review. Canadian Mineralogist 19, 3–17.

Clarke, D.B., Dorais, M., Barbarin, B., Barker, D., Cesare, B., Clarke, G., el Baghdadi, M., Erdmann, S., Förster, H-J., Gaeta, M., Gottesmann B, Jamieson, R.A., Kontak, D.J., Koller, F., Gomes, C.L., London, D., Morgan, V.I.G.B., Neves, L.J.P.F., Pattison, D.R.M., Pereira, AJSC, Pichavant, M., Rapela, C., Renno, A.D., Richards, S., Roberts, M., Rottura, A., Saavedra, J., Sial, A.N., Toselli, A.J., Ugidos, J.M., Uher, P., Villaseca, C., Visona, D., Whitney, D.L., Williamson, B., Woodard, H.H., 2005. Occurrence and origin of andalusite in peraluminous felsic igneous rocks. Journal of Petrology 46, 441–472.

Clemens, J., 2003. S-type granitic magmas — petrogenetic issues, models and evidence.Earth-Science Reviews 61 (1–2), 1–18. doi:10.1016/s0012-8252(02), 00107-1.

Clemens, J.D., Stevens, G., 2012. What controls chemical variation in granitic magmas? Lithos 134-135, 317–329.

Clemens, J.D., Watkins, J.M., 2001. The fluid regime of high-temperature metamorphism during granitoid magma genesis. Contributions to Mineralogy and Petrology 140, 600–606.

Coira, B., Cisterna, C.E., Ulbrich, H.H., Cordani, U.G., 2016. Extensional Carboniferous magmatism at the western margin of Gondwana: Las Lozas valley, Catamarca, Argentina. Andean Geol. 43, 105. doi:10.5027/andgeoV43n1-a06

Collins, W.J., 1996. S-and I-type granitoids of the eastern Lachlan Fold Belt: products of three-component mixing. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 88, 171–179.

Collo, G., Astini, R.A., Cawood, P.A., Buchan, C., Pimentel, M., 2009. U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd isotopic features in low-grade metasedimentary rocks of the Famatina belt: implications for late Neoproterozoic-early Palaeozoic evolution of the proto-Andean margin of Gondwana. J. Geol. Soc. London 166, 303–319. doi:10.1144/0016-76492008-051

Colombo, F., 2001. Geologia y mineralogia de pegmatitas, y petrología de las rocas encajonantes. Zona de El Pato, departamento Punilla, Cordoba, Argentina. Trabajo Final, Facultad de Ciencias Exactas, Fisicas y Naturales, Universidad Nacional de Cordoba 124 p. Cordoba. (Inedito).

Conrad, W.K., Nicholls, I.A., Wall, V.J., 1988. Water-saturated and –undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kbar: Evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo volcanic zone, New Zealand, and other occurrences. Journal of Petrology 29, 765–803.

Cristofolini, E. A., Otamendi, J. E., Walker Jr, B. A., Tibaldi, A. M., Armas, P., Bergantz, G. W., Martino, R. D., 2014. A Middle Paleozoic shear zone in the Sierra de Valle Fértil, Argentina: Records of a continent-arc collision in the Famatinian margin of Gondwana. Journal of South American Earth Sciences, 56, 170-185.

Cristofolini, E. A., Otamendi, J., Martino, R., Tibaldi, A., Armas, P., & Barzola, M., 2017. Faja de cizalla Las Lajas: petrografía, estructura interna e implicancias tectónicas, extremo sur de la Sierra de Comechingones, provincias de Córdoba y San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 74(3), 295-314.

Cristofolini, E.A., Otamendi, J.E., Ducea, M.N., Pearson, D.M., Tibaldi, A.M., Baliani, I., 2012. Detrital zircon U-Pb ages of metasedimentary rocks from Sierra de Valle Fértil: Entrapment of Middle and Late Cambrian marine successions in the deep roots of the Early Ordovician Famatinian arc. J. South Am. Earth Sci. 37, 77–94. doi:10.1016/j.jsames.2012.02.001

Cuney, M., Leroy, J., Valdiviezo, A., Daziano, O., Gamba, M., Zarco, J., Morello, O., Ninci, C. y Molina, P., 1987. Geochemistry of the uranium mineralized Achala granitic complex, Argentina: Comparison with Hercynian peraluminous leucogranites of western Europe. En Metallogenesis of Uranium deposits, International Atomic Energy Agency, 211–232. Viena.

Cuney, M., Leroy, J., Valdiviezo, P.A., Daziano, C., Gamba, M., Zarco, J.J., Morello, O., Ninci, C., Molina, P., 1989. Geochemistry of the uranium mineralized Achala granitic complex, Argentina: Comparison with Hercynian peraluminous leucogranites of western Europe, in: International Atomic Energy Agency Technical Committee Meeting on Metallogenesis of Uranium Deposits. Vienna, pp. 211–232.

D´Amico, C., Rottura, A., Bargossi, G.M., Nannetti, M.C., 1981. Magmatic genesys of andalusite in peraluminous granites. Examples from Eisgarn type granites in Moldanubicum. Rendiconti Società Italiana di Mineralogia e Petrologia 38, 15–25.

Dahlquist, J.A., Alasino, P.H., 2012. Primera edad U-Pb en circón usando LA-ICP-MS de un dique traquiandesítico emplazado en el granito tipo-A Los Árboles, Sierras Pampeanas Orientales. Revista de la Asociación Geológica Argentina 69 (2), 296 – 299.

Dahlquist, J.A., Alasino, P.H., Basei, M.A.S., Morales Cámera, M., Macchioli Grande, M., da Costa Campos Neto, M., 2018. Petrological, geochemical, isotopic, and geochronological constraints for the Late Devonian - Early Carboniferous magmatism in SW Gondwana (27−32° LS): an example of geodynamic switching. Int. J. Earth Sci. Under revi.

Dahlquist, J.A., Alasino, P.H., Bello, C., 2014. Devonian F-rich peraluminous A-type magmatism in the proto-Andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina): Geochemical constraints and petrogenesis from the western-central region of the Achala batholith. Mineral. Petrol. 108, 391–417. doi:10.1007/s00710-013-0308-0

Dahlquist, J.A., Alasino, P.H., Eby, G.N., Galindo, C., Casquet, C., 2010. Fault controlled Carboniferous A-type magmatism in the proto-Andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina): Geochemical constraints and petrogenesis. Lithos 115, 65–81. doi:10.1016/j.lithos.2009.11.006

Dahlquist, J.A., Alasino, P.H., Galindo, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra. J., Casquet, C., Baldo, E.G., González Casado, J.M., 2006. Evolución magmática del granito Peñón Rosado, cerro Asperecito, flanco occidental de la sierra de Famatina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 61, 93–111.

Dahlquist, J.A., Alasino, P.H., Morales Cámera, M.M., 2015. Petrografía, química mineral y geoquímica comparada de los plutones potrerillos y cerro la gloria: Magmatismo de arco y retroarco en el carbonífero inferior. Rev. la Asoc. Geol. Argentina 72, 167–181.

Dahlquist, J.A., Galindo, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Alasino, P.H., Saavedra, J., Fanning, C.M., 2007. Magmatic evolution of the Peñón Rosado granite: petrogenesis of garnet-bearing granitoids. Lithos 95, 177–207.

Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Gaschnig, R.M., Rapela, C.W., Casquet, C., Alasino, P.H., Galindo, C., Baldo, E.G., 2013. Hf and Nd isotopes in Early Ordovician to Early Carboniferous granites as monitors of crustal growth in the Proto-Andean margin of Gondwana. Gondwana Res. 23, 1617–1630. doi:10.1016/j.gr.2012.08.013

Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Basei, M.A., Alasino, P.H., Saavedra, J., Baldo, E.G., Murra, J.A., da Costa Campos Neto, M., 2016. The Capilla del Monte plutón, Sierras de Córdoba, Argentina: the easternmost Early Carboniferous magmatism in the pre-Andean SW Gondwana margin. International Journal of Earth Sciences 105, 1287–1305.

Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Galindo, C., Alasino, P.H., Fanning, C.M., Saavedra, J., Baldo, E.G., 2008. New SHRIMP U-Pb data from the Famatina Complex: Constraining Early-Mid Ordovician Famatinian magmatism in the Sierras Pampeanas, Argentina. Geol. Acta 6, 319–333. doi:10.1344/105.000000260

Dahlquist, J.A., Rapela, C.W., Baldo, E.G., 2005. Petrogenesis of cordierite-bearing S-type granitoids in Sierra de Chepes, Famatinian orogen, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 20, 231–251.

Dahlquist, J.A., Verdecchia, S.O., Baldo, E.G., Basei, M.A., Alasino, P.H., Urán, G.A., Rapela, C.W., Campos Neto, M.C., Zandomeni, P.S., 2016b. Early Cambrian U-Pb zircon age and Hf-isotope data from the Guasayán plutón, Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the northwestern boundary of the Pampean arc. Andean Geol. 43, 137–150.

Dall'Agnol, R., Frost, C.D., Rämö, O.T., 2012. IGCP Project 510 "A-type Granites and Related Rocks through Time": Project vita, results, and contribution to granite research. Lithos 151, 1–16. doi:10.1016/j.lithos.2012.08.003

Dall'Agnol, R., Oliveira, D.C., 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. Lithos 93, 215–233.

Dávila, F. M., Carter, A., 2013. Exhumation history of the Andean broken foreland revisited. Geology, 41(4), 443-446.

Dávila, F., Lithgow-Bertelloni, C., Martina, F., Ávila, P., Nóbile, J., Collo, G., Ezpeleta, M., Canelo, H., Sánchez, F., 2018. Mantle Influence on Andean and Pre-Andean Topography, in: The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes. Springer, pp. 363–385

De los Hoyos, C. R., Willner, A. P., Larrovere, M. A., Rossi, J. N., Toselli, A. J., & Basei, M. A. S., 2011. Tectonothermal evolution and exhumation history of the Paleozoic Proto-Andean Gondwana margin crust: The Famatinian Belt in NW Argentina. Gondwana Research, 20(2-3), 309-324.

DeCelles, P.G., Ducea, M.N., Carrapa, B., Kapp, P.A. (Eds.), Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: the Central Andes of Argentina and Northern Chile, vol. 212. Geological Society of America Memoir, pp. 125-138.

Demange, M., Alvarez, J.O., Lopez, L. y Zarco, J., 1993. Existencia de series magmáticas diferentes en el batolito de Achala (Cordoba, Argentina).12o Congreso Geologico Argentino y 2o Congreso de Exploracion de Hidrocarburos, Actas tomo 4: 23–29. Mendoza.

Demange, M., Alverez, J.O., Lopez, L., Zarco, J.J., 1996. The Achala Batholith (Cordoba, Argentina): A composite intrusion made of five independent magmatic suites. Magmatic evolution and deuteric alteration. J. South Am. Earth Sci. 9, 11–25.

Dias, G., Simões, P.P., Ferreira, N., Leterrier, J., 2002. Mantle and Crustal Sources in the Genesis of Late-Hercynian Granitoids (NW Portugal): Geochemical and Sr-Nd Isotopic Constraints. Gondwana Research 5 (2), 287–305.

Dorais, M.J., Lira, R., Chen, Y., Tingey, D., 1997. Origin of biotite-apatite-rich enclaves, Achala batholith, Argentina. Contrib. to Mineral. Petrol. 130, 31–46. doi:10.1007/s004100050347

Downes, H., 1993. The nature of the lower continental crust of Europe: petrological and geochemical evidence from xenoliths. Physics of the Earth and Planetary Interiors79, 195–218.

Drobe, M., López de Luchi, M.G., Steenken, A., Frei, R., Naumann, R., Siegesmund, S., Wemmer, K., 2009. Provenance of the late Proterozoic to early Cambrian metaclastic sediments of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas) and Cordillera Oriental, Argentina. J. South Am. Earth Sci. 28, 239–262. doi:10.1016/j.jsames.2009.06.005

Drobe, M., López de Luchi, M.G., Steenken, A., Wemmer, K., Naumann, R., Frei, R., Siegesmund, S., 2011. Geodynamic evolution of the Eastern Sierras Pampeanas (Central Argentina) based on geochemical, Sm-Nd, Pb-Pb and SHRIMP data. Int. J. Earth Sci. 100, 631–657. doi:10.1007/s00531-010-0593-3

Ducea, M.N., Otamendi, J.E., Bergantz, G., Stair, K.M., Valencia, V.A., Gehrels, G.E., 2010. Timing constraints on building an intermediate plutonic arc crustal section: UPb zircon geochronology of the Sierra Valle Fértil–La Huerta, Famatinian arc, Argentina. Tectonics 29, TC4002. https://doi.org/10.1029/2009TC002615.

Ducea, M.N., Otamendi, J.E., Bergantz, G.W., Jianu, D., Petrescu, L., 2015. The origin and petrologic evolution of the Ordovician Famatinian-Puna arc. In:

Enkelmann, E., Ridgway, K.D., Carignano, C., Linnemann, U. 2014. A thermochronometric view into an ancient landscape: tectonic setting, development, and inversion of the Paleozoic Paganzo basin, Argentina. Lithosphere, 6, 93–107, doi:10.1130/L309.1.;

Escayola, M.P., Pimentel, M.M., Armstrong, R., 2007. Neoproterozoic backarc basin: Sensitive high-resolution ion microprobe U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina. Geology 35, 495–498. doi:10.1130/G23549A.1

Espizúa, S., y Caminos, R., 1979. Las rocas metamórficas de la Formación La Cébila, Sierra de Ambato, provincias de Catamarca y La Rioja. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 53 (1-2): 125-142.

Facetti, N., 2013. Caracterización petrológica y geoquimica de la rocas graníticas sector centro norte de la sierra de Vinquis, Sierras Pampeanas Orientales. F.C.E.F.y N. Universidad Nacional de Córdoba. Tesis de Grado (inedita).

Farina, F., Stevens, G., Gerdes, A., Frei, D., 2014. Small-scale Hf isotopic variability in the Peninsula plutón (South Africa): the processes that control inheritance of source176Hf/177Hf diversity in S-type granites. Contrib. to Mineral. Petrol. 168, 1–18. doi:10.1007/s00410-014-1065-8

Faure, G., 2001. Chemical properties and isotope systematics. In Origin of Igneous Rocks (pp. 1-30). Springer, Berlin, Heidelberg.

Finger, F., Schiller, D., 2012. Lead contents of S-type granites and their petrogenetic significance. Contrib. to Mineral. Petrol. 164, 747–755. doi:10.1007/s00410-012-0771-3

Fleet, M. E., Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J. (Eds.)., 2003. Rock-forming minerals: Micas. Geological Society of London.

Fogliata, A.S., Baez, M.A., Hagemann, S.G., Santos, J.O., Sardi, F., 2012. Post-orogenic, carboniferous granite-hosted Sn-W mineralization in the Sierras Pampeanas Orogen, Northwestern Argentina. Ore Geol. Rev. 45, 16–32.

Förster, H.-J., Trumbull, R.B., Gottesmann, B., 1999. Late-collisional granites in the Variscan Erzgebirge, Germany. Journal of Petrology 40, 1613–1645. Franchini, M., Lira, R. y Sfragulla, J. 1998a.

Franchini, M., Lira, R.,1998. Granates con fluor en skarns de las Sierras Pampeanas de Cordoba, Argentina. 4o Reunion de Mineralogia y Metalogenia, Universidad Nacional del Sur, MINMET´98-EDIUNS:93–103. Bahia Blanca.

Franchini, M., Lira, R., Sfragulla, J., 1998a. Zonacion mineralogica y evolucion de los fluidos en el skarn Copina, provincia de Cordoba (64°39’ O - 31°30’ S). Revista de la Asociacion Geologica Argentina 53(2): 197–211.

Franchini, M., Lira, R., Sfragulla, J., 1998b. El skarn Canada del Puerto (31°25’ LS - 64° 54’ LO), Provincia de Cordoba: otro ejemplo de metasomatismo caracterizado por fluidos ricos en agua, hidrogeno y fluor. Revista de la Asociacion Geologica Argentina 53(2): 247–260.

Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. J. Petrol. 42, 2033–2048. doi:10.1093/petrology/42.11.2033

Frost, C. D., Frost, B. R., 1997. High-K, iron-enriched rapakivi-type granites: the tholeiite connection. Geology 25, 647^650.

Frost, C.D., Frost, B.R., 2011. On ferroan (A-type) granitoids: Their compositional variability and modes of origin. J. Petrol. 52, 39–53. doi:10.1093/petrology/egq070

Gaido, M.F., Murra, J.A., Sapp, M., 2006. Hoja geológica 3166-36, Valle de Calamuchita, 1:100.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires.

Galliski, M.A., 1993. La Provincia Pegmatitica Pampeana. I: Tipologia ydistribucion de sus distritos economicos. Revista de la Asociacion Geologica Argentina 49(1-2): 99–112.

Galliski, M.A., 1994. La Provincia Pegmatitica Pampeana. II. Metalogenesis de sus distritos economicos. Revista de la Asociacion Geologica Argentina 49(1-2): 113–122.

Galliski, M.A., 2000. The Pampean Pegmatite Province of northwestern Argentina: an overview, in: 31o International Geological Congress. Río de Janeiro

Gao, P., Zheng, Y.F., Zhao, Z.F., 2016. Experimental melts from crustal rocks: a lithochemical constraint on granite petrogenesis. Lithos 266–267, 133–157.

Garber, J.M., Roeske, S.M., Warren, J., Mulcahy, S.R., McClelland, W.C., Austin, L.J., Vujovich, G.I., 2014. Crustal shortening, exhumation, and strain localization in a collisional orogen: the Bajo Pequeno shear zone, Sierra de Pie de Palo, ~ Argentina. Tectonics 33, 1277e1303

Garcia-Arias, M., & Stevens, G., 2017. Phase equilibrium modelling of granite magma petrogenesis: A. An evaluation of the magma compositions produced by crystal entrainment in the source. Lithos, 277, 131-153.

González, R., Cabrera, M., Bertolotti, P., Castellote, P., Cuenya, M., Omil, D., Moyana, R. y Ojeda, J., 1985. La actividad eruptiva en Sierras Pampeanas. Esquematización geográfica y temporal. Act. Geol. Lill. 16, 289-318.

Gordillo, C.E., 1973. Contribucion a la petrologia del basamento cristalino de la Sierra de Cordoba. 5o Congreso Geologico Argentino 1: 141–152. Buenos Aires.

Gordillo, C.E., 1984. Migmatitas cordieríticas de la Sierras de Córdoba; condiciones físicas de la migmatización. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba 68, 3e40.

Gray, C. M., Kemp, A. I. S., 2009. The two-component model for the genesis of granitic rocks in southeastern Australia—Nature of the metasedimentary-derived and basaltic end members. Lithos, 111(3-4), 113-124.

Gregori D.A., Fernández-Turiel J.L., López-Soler A., Petford N., 1996. Geochemistry of upper palaeozoic-lower triassic granitoids of the central Frontal Cordillera (33°10′–33°45′), Argentina. J South Am Earth Sci 9:141–151

Griffin, W.L., Pearson, N.J., Belousova, E., Jackson, S.E., Van Achterbergh, E., O'Reilly, S.Y., Shee, S.R., 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. Geochim. Cosmochim. Acta 64, 133–147. doi:10.1016/S0016-7037(99)00343-9

Grissom, G. C., Debari, S. M., & Snee, L. W., 1998. Geology of the Sierra de Fiambalá, northwestern Argentina: implications for Early Palaeozoic Andean tectonics. Geological Society, London, Special Publications, 142(1), 297-323.

Grosse, P., Bellos, L. I., Camilo, R., Larrovere, M. A., Rossi, J. N., & Toselli, A. J., 2011. Across-arc variation of the Famatinian magmatic arc (NW Argentina) exemplified by I-, S-and transitional I/S-type Early Ordovician granitoids of the Sierra de Velasco. Journal of South American Earth Sciences, 32(1), 110-126.

Grosse, P., Söllner, F., Báez, M.A., Toselli, A.J., Rossi, J.N., de la Rosa, J.D., 2009. Lower Carboniferous post-orogenic granites in central-eastern Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, Argentina: UePb monazite geochronology, geochemistry and Sr-Nd isotopes. International Journal of Earth Sciences 98, 1001–1025.

Guereschi, A. B., & Martino, R. D., 2014. Las migmatitas de las Sierras de Córdoba. In Relatorio del XIX Congreso Geológico argentino: Córdoba, Argentina, Asociación Geológica Argentina (pp. 67-94).

Guo, Z., Wilson, M., 2012. The Himalayan leucogranites: Constraints on the nature of their crustal source region and geodynamic setting. Gondwana Research 22, 360–376.

Hanchar, J. M., Miller, C. F., Wooden, J. L., Bennett, V. C., & Staude, J. M. G., 1994. Evidence from xenoliths for a dynamic lower crust, eastern Mojave desert, California. Journal of Petrology, 35(5), 1377-1415.

Hanson, G. N., 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. Earth and planetary science letters, 38(1), 26-43.

Harrison, T. M., Watson, E. B., 1984. The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48(7), 1467-1477.

Hauser, N., Matteini, M., Omarini, R.H., Pimentel, M.M., 2011. Combined U-Pb and Lu-Hf isotope data on turbidites of the Paleozoic basement of NW Argentina and petrology of associated igneous rocks: Implications for the tectonic evolution of western Gondwana between 560 and 460 Ma. Gondwana Res. 19, 100–127. doi:10.1016/j.gr.2010.04.002

Hauser, N., Matteini, M., Omarini, R.H., Pimentel, M.M., 2011. Combined U-Pb and Lu-Hf isotope data on turbidites of the Paleozoic basement of NW Argentina and petrology of associated igneous rocks: Implications for the tectonic evolution of western Gondwana between 560 and 460 Ma. Gondwana Res. 19, 100–127. doi:10.1016/j.gr.2010.04.002

Healy, B., Collins, W.J., Richards, S.W., 2004. A hybrid origin for Lachlan S-type granites: the Murrumbidgee Batholith example. Lithos 78, 197–216.

Henderson, P.,1982. Inorganic geochemistry. Organic Photonics and Photovoltaics.

Höckenreiner, M., Söllner, F., & Miller, H., 2003. Dating the TIPA shear zone: an Early Devonian terrane boundary between the Famatinian and Pampean systems (NW Argentina). Journal of South American Earth Sciences, 16(1), 45-66.

Holtz, F., Johannes, W., & Pichavant, M., 1992. Peraluminous granites: the effect of alumina on melt composition and coexisting minerals. Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh, 83(1-2), 409-416.

Hongn, F. D., Tubía, J. M., Esteban, J. J., Aranguren, A., Vegas, N., Sergeev, S., ... & Basei, M., 2014. The Sierra de Cachi (Salta, NW Argentina): Geological evidence about a Famatinian retro-arc at mid crustal levels.

Iannizzotto, N. F., López De Luchi, M. G., 2012. Composición de biotitas y anfíboles del Batolito de Las Chacras-Potrerillos: Implicancias geoquímicas para el magmatismo Devónico Medio de la Sierra de San Luis. Serie correlación geológica, 28(2), 39-52.

Iannizzotto, N.F., Rapela, C.W., Baldo, E.G., Galindo, C., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., 2013. The Sierra Norte-Ambargasta batholith: Late Ediacaran-Early Cambrian magmatism associated with Pampean transpressional tectonics. J. South Am. Earth Sci. 42, 127–143. doi:10.1016/j.jsames.2012.07.009

Icenhower, J., London, D., 1995. An experimental study of element partitioning among biotite, muscovite, and coexisting peraluminous silicic melt at 200 MPa (H2O). American Mineralogist, 80(11-12), 1229-1251.

Johnson, D.M., Hooper, P.R., Conrey, R.M., 1999. XRF Analysis of Rocks and Minerals for Major and Trace Elements on a Single Low Dilution Li-tetraborate Fused Bead. Int. Cent. Diffr. Data 843–867.

Jolliff, B. L., Papike, J. J., & Shearer, C. K., 1992. Petrogenetic relationships between pegmatite and granite based on geochemistry of muscovite in pegmatite wall zones, Black Hills, South Dakota, USA. Geochimica et Cosmochimica Acta, 56(5), 1915-1939.

Jordan, T.E., Zeitler, P., Ramos, V. y Gleadow, A.J.W., 1989. Thermochronometric data on the development of the basement peneplain in the Sierras Pampeanas, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 2: 207–222.

Jung S, Pfänder JA, 2007. Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids: constraints from CaO/Na_2O, Al_2O_3/TiO_2 and accessory mineral saturation thermometry. Eur J Mineral 19: 859–870

Keay, S., Steele, D., Compston, W., 1999. Identifying granite sources by SHRIMP U-Pb zircon geochronology: An application to the Lachlan fold belt. Contrib. to Mineral. Petrol. 137, 323–341. doi:10.1007/s004100050553

Kelsey, D. E., Clark, C., & Hand, M., 2008. Thermobarometric modelling of zircon and monazite growth in melt-bearing systems: Examples using model metapelitic and metapsammitic granulites. Journal of Metamorphic Geology, 26(2), 199-212.

Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., Foster, G.L., Paterson, B.A., Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Gray, C.M., Whitehouse, M.J., 2007. Magmatic and Crustal Differentiation History of Granitic Rocks from Hf-O Isotopes in Zircon. Science. 315, 980–983.

Kenzo Sanematsu, K., Kon, Y., Gozalvez, R.M., Alvarez, D., Cecenarro, F., Iannizzotto, N.F., Yuki Tsunazawa, Y., Yokoyama, D.T., Herrmann, C., Zappettini, E.O., 2018. Geochemical Characteristics And U-Pb Zircon Ages Of Granites In A Tungsten- Mineralized District Of Catamarca Province In Sierras Pampeanas, Argentina. 15th Quadrennial IAGOD International Association on the Genesis of Ore Deposits Symposium, Salta, Argentina.

Kilpatrick, J. A., & Ellis, D. J., 1992. C-type magmas: igneous charnockites and their extrusive equivalents. Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh, 83(1-2), 155-164.

Kirschbaum, A.M., 1987a. Estudio petrologico comparativo en el batolito de Achala, provincia de Cordoba: 1- facies del granito de Cerro Aspero (sector Los Gigantes, Dto. Punilla); 2- facies del leucogranito de Mesa del Palmar (Dto. Cruz del Eje); Minerales pesados descendientes de la Pampa de Achala. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Fisicas y Naturales, Universidad Nacional de Cordoba (inedita), 150 p. Cordoba.

Kirschbaum, A.M., 1990. Petrología y geoquímica del leucogranito de Mesa del Palmar, Batolito de Achala, Córdoba. Rev. la Asoc. Geol. Argentina 45, 213–223.

Koh, J. S., & Yun, S. H., 1999. The compositions of biotite and muscovite in the Yuksipryong two-mica granite and its petrological meaning. Geosciences Journal, 3(2), 77.

Korhonen, F.J., Clark, C., Brown, M., Taylor, R.J.M., 2014. Taking the temperature of Earth's hottest crust. Earth and Planetary Science Letters 408, 341–354.

Kristoffersen, M., Andersen, T., Elburg, M.A., 2016. Detrital zircon in a supercontinental setting: locally derived and far-transported components in the Ordovician Natal Group, South Africa. J. Geol. Soc. Lond. 173, 203–215.

Larrovere, M. A., Suzaño, N., Ratschbacher, B. C., Sola, A., Alasino, P. H., Fuentes, M. Finch, M. A., 2017. Las fajas de cizalla Dúctil del basamento ígneo-metamórfico del NOA. In Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán (pp. 579-601).

Larrovere, M.A., Alasino, P.H., Baldo, E.G., 2016. La faja de cizalla dúctil doble-vergente del noroeste de la sierra de velasco: deformación de la corteza media durante la orogenia famatiniana. Revista de la Asociación Geológica Argentina 73 (1), 117 – 133.

Le Breton, N., Thompson, A.B., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. Contrib. to Mineral. Petrol. 99, 226–237. doi:10.1007/BF00371463

Le Maitre, R. W., 1981. GENMIX—a generalized petrological mixing model program. Computers & geosciences, 7(3), 229-247.

Leal, P. R., Hartmann, L. A., Santos, J. O., Miró, R. C., Ramos, V. A., 2003. Volcanismo postorogénico en el extremo norte de las Sierras Pampeanas Orientales: Nuevos datos geocronológicos y sus implicancias tectónicas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58(4), 593-607.

Linares, E., Latorre, C.O., 1969. Edades potasio-argon y plomo-alfa de rocas graniticas de las provincias de Cordoba y San Luis. 4o Jornadas Geologicas Argentinas, Actas 2: 195–204. Buenos Aires.

Linares, E., Latorre, C.O., 1973. Nuevas edades radimetricas por el método potasio-argon, de rocas graniticas de Cordoba y San Luis. 5º Congreso Geologico Argentino 1: 405–410. Buenos Aires.

Lira, R., 1985. Tipología y evolutión de rocas graníticas en su relatión con el hemiciclo endógeno de la geoguímica del uranio. Aspectos metalogenéticos. Sector septentrional del batolito de Achala, provincia de Córdoba. Universidad Nacional de Córdoba.

Lira, R., 1987. facies graniticas del batolito de Achala a los 31°26´ de latitud sur, Cordoba, República Argentina. 10° Congreso Geologico Argentino, International Symposium on Circum-Pacific Phanerozoic Granites, Actas 4: 108–110. San Miguel de Tucuman.

Lira, R., Galliski, M. Á., Bernard, F., Roquet, M. B., 2012. The intragranitic Potrerillos NYF pegmatites and their A-type host granites of the Las Chacras–Potrerillos batholith, Sierra de San Luis, Argentina. The Canadian Mineralogist, 50(6), 1729-1750.

Lira, R., Kirschbaum, A.M., 1990. Geochemical evolution of granites from the Achala batholith of the Sierras Pampeanas, Argentina, in: Kay, S.M., Rapela, C.W. (Eds.), Plutonism from Antartica to Alaska. Geological Society of America, Special Paper 241, Boulder, Colorado, pp. 67–76.

Lira, R., Millone, H.A., Kirschbaum, A.M., Moreno, R.S., 1997. Calc-Alkaline Arc Granitoid Activity in the Sierra Norte-Ambargasta Ranges, Central Argentina. J. South Am. Earth Sci. 10, 157–177.

Lira, R., Sfragulla, J., 2014. El magmatismo Devónico-Carbonífero: el batolito de Achala y plutones menores al norte del Cerro Champaquí, in: Martino, R.D., Guereschi, A.B. (Eds.), Geología Y Recursos Naturales de La Provincia de Córdoba. Relatorio Del XIX Congreso Geológico Argentino. Córdoba, Argentina, pp. 293–347.

Llambías, E. J., Sato, A. M., 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50(1-4), 111-131.

Lopez de Luchi, M. G. L., Siegesmund, S., Wemmer, K., Nolte, N., 2017. Petrogenesis of the postcollisional Middle Devonian monzonitic to granitic magmatism of the Sierra de San Luis, Argentina. Lithos, 288, 191-213.

López de Luchi, M.G., Siegesmund, S., Wemmer, K., Steenken, A., Naumann, R., 2007. Geochemical constraints on the petrogenesis of the Paleozoic granitoids of the Sierra de San Luis, Sierras Pampeanas, Argentina. J. South Am. Earth Sci. 24, 138–166. doi:10.1016/j.jsames.2007.05.001

Lopez de Luchi, M. L., Hoffmann, A., Siegesmund, S., Wemmer, K., & Steenken, A., 2002. Temporal constraints on the polyphase evolution of the Sierra de San Luis. Preliminary report based on biotite and muscovite cooling ages. In Actas 15 Congreso Geológico Argentino (Proceedings of 15th Argentine Geological Congress) (Vol. 1, pp. 309-315).

Lopez de Luchi, M. L., Rapalini, A. E., Siegesmund, S., Steenken, A., 2004. Application of magnetic fabrics to the emplacement and tectonic history of Devonian granitoids in Central Argentina. Geological Society, London, Special Publications, 238(1), 447-474.

Lucassen, F., Franz, G., 2005. The early Palaeozoic orogen in the central Andes: A non-collisional orogen comparable to the Cenozoic high plateau?. Geological Society, London, Special Publications, 246(1), 257-273.

Ludwig, K.R., 2003. Isoplot/Ex version 3.0: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel: Berkeley, California, Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4.

Lukkari, S., Holtz, F., 2007. Phase relations of a F-enriched peraluminous granite: an experimental study of the Kymi topaz granite stock, southern Finland. Contributions to Mineralogy and Petrology, 153(3), 273-288.

Luth, W. C., 1969. The systems NaAlSi3 08-Si02 and KAlSi308-Si02 to 20 kb and the relationship between H 2 0 content, Ph20) and Ptotai granitic magmas. American Journal of Science, 267, 325-341.

Luth, W. C., Jahns, R. H., & Tuttle, O. F., 1964. The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. Journal of Geophysical Research, 69(4), 759-773.

Lyons, P., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G., 1997. Geology of the "Sierras Septentrionales de Córdoba". 1:250.000 map sheet. 1-67. Geoscientific Mapping of the Sierras Pampeanas. Argentine-Australian Cooperative Proyect. Australian Geological Survey Organisation.

Malvin, D. J., and Drake, M. J., 1987, Experimental determination of crystal/melt partitioning of Ga and Ge in the system forsterite-anorthite diopside: Geochimica et Cosmochimica Acta, 51, 2117–2128.

Maniar, P. D., & Piccoli, P. M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological society of America bulletin, 101(5), 635-643.

Manning, D.A.C., 1983. Chemical variation in garnets from aplites and pegmatites, peninsular Thailand. Mineral. Mag. 47, 353–358.

Martin, R. F., 2012. The petrogenesis of anorogenic felsic magmas and AMCG suites: insights on element mobility and mutual cryptic contamination from polythermal experiments. Lithos, 151, 35-45.

Martin, R. F., De Vito, C., 2005. The patterns of enrichment in felsic pegmatites ultimately depend on tectonic setting. The Canadian Mineralogist, 43(6), 2027-2048.

Martin, R.F., 2006. A-type granites of crustal origin ultimately result from open-system fenitization-type reactions in an extensional environment. Lithos 91, 125–136. doi:10.1016/j.lithos.2006.03.012

Martina, F., Canelo, H. N., Dávila, F. M., de Hollanda, M. H. M., & Teixeira, W., 2018. Mississippian lamprophyre dikes in western Sierras Pampeanas, Argentina: Evidence of transtensional tectonics along the SW margin of Gondwana. Journal of South American Earth Sciences, 83, 68-80.

Martínez, E. M., 2014. Geoquímica, geocronología U-Pb y composición isotópica de Hf en circón de granitoides Variscos del batolito de los Montes de Toledo (Doctoral dissertation, Universidad Complutense de Madrid).

Martino, R.D., 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: Una reseña general. Rev. la Asoc. Geol. Argentina 58, 549–571.

Martino, R.D., Escayola, M.P. y Saal, A., 1994b. Estructura interna de la “kinzigita” del Río Santa Rosa, Departamento Calamuchita, Provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 49(1-2): 3–10.

Martino, R.D., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M., Arnosio, M., 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 30º S. Rev. la Asoc. Geol. Argentina 50, 60–77.

Martino, R.D., Kronz, A., Guereschi, A.B. y Siegesmund, S., 2006. The kinzigitic rocks from Santa Rosa River revisited: structure, petrology and CHIME age, Eastern Pampean Ranges, Argentina.Granulites and Granulites 2006, Brasilia, Brazil, July 10-12. Program and Abstracts (Eds. M. Brown and P.M. Piccoli), p. 50.

McBride, S. L., Caelles, J. C., Clark, A. H., & Farrar, E., 1976. Palaeozoic radiometric age provinces in the Andean basement, latitudes 25°–30° S. Earth and Planetary Science Letters, 29(2), 373-383.

Merino Martínez, E., Villaseca, C., Orejana, D., Pérez-Soba, C., Belousova, E., Andersen, T., 2014. Tracing magma sources of three different S-type peraluminous granitoid series by in situ U-Pb geochronology and Hf isotope zircon composition: The Variscan Montes de Toledo batholith (central Spain). Lithos 200–201, 273–298. doi:10.1016/j.lithos.2014.04.013

Middlemost, E.A.K., 1985. Magamas and magmatic rocks, Longman. ed. London.

Miller, C. F., Hanchar, J. M., Wooden, J. L., Bennett, V. C., Harrison, T. M., Wark, D. A., Foster, D. A., 1992. Source region of a granite batholith: evidence from lower crustal xenoliths and inherited accessory minerals. Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh, 83(1-2), 49-62.

Miller, C.F., McDowell S.M., Mapes R.W., 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. Geology 31,529–532.

Miller, C.F., Stoddard, E.F., Bradfish, L.J., Dollase, W.A., 1981. Composition of plutonic muscovite: genetic implications. Canadian Mineralogist 19, 25–34.

Millone, H.A., Tassinari, C.C.G., Lira, R., Poklepovic, M.F., 2003a. Age and Strontium-Neodymium Isotope Geochemistry of Granitoids of the Sierra Norte-Ambargasta Batholith, Central Argentina. 4th South American Symposium on Isotope Geology 2: 617–620, Salvador de Bahía, Brasil.

Monsberger, G., 1990. Estudio geológico y petrológico del granito de la Mesa de la Mula Muerta y su entorno encajonante. Pampa de Olaen, departamento Punilla, provincia de Cordoba. Trabajo Final, Facul tad de Ciencias Exactas, Fisicas y Naturales, Universidad Nacional de Cordoba, 96 p. (Inedito).

Montel, J. M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, C., Provost, A., 1996. Electron microprobe dating of monazite. Chemical Geology, 131(1-4), 37-53.

Montel, J.M., 1993. A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. Chem. Geol. 110, 127–146. doi:10.1016/0009-2541(93)90250-M

Morales Cámera, M.M., Dahlquist, J. A., Ramacciotti, C. D., Galindo, C., Basei, M. A., Zandomeni, P. S., Grande, M. M., 2018. The strongly peraluminous A-type granites of the Characato suite (Achala batholith), Sierras Pampeanas, Argentina: Evidence of Devonian-Carboniferous crustal reworking. Journal of South American Earth Sciences, 88, 551-567.

Morales Cámera, M.M., Dahlquist, J.A., Basei, M.A.S., Galindo, C., da Costa Campos Neto, M., Facetti, N., 2017. F-rich strongly peraluminous A-type magmatism in the pre-Andean foreland Sierras Pampeanas, Argentina: Geochemical, geochronological, isotopic constraints and petrogenesis. Lithos 277, 210–227. doi:10.1016/j.lithos.2016.10.035

Mulcahy, S. R., Roeske, S. M., McClelland, W. C., Jourdan, F., Iriondo, A., Renne, P. R., ... & Vujovich, G. I., 2011. Structural evolution of a composite middle to lower crustal section: The Sierra de Pie de Palo, northwest Argentina. Tectonics, 30(1).Murra, J.A., Casquet, C., Locati, F., Galindo, C., Baldo, E.G., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., 2016. Isotope (Sr, C) and U-Pb SHRIMP zircon geochronology of marble-bearing sedimentary series in the Eastern Sierras Pampeanas, Argentina. Constraining the SW Gondwana margin in Ediacaran to early Cambrian times. Precambrian Res. 281, 602–617. doi:10.1016/j.precamres.2016.06.012

Murra, J.A., Casquet, C., Locati, F., Galindo, C., Baldo, E.G., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., 2016. Isotope (Sr, C) and U-Pb SHRIMP zircon geochronology of marble-bearing sedimentary series in the Eastern Sierras Pampeanas, Argentina. Constraining the SW Gondwana margin in Ediacaran to early Cambrian times. Precambrian Res. 281, 602–617. doi:10.1016/j.precamres.2016.06.012

Nachit, H., 1985. Composition chemique des biotites et typologie magmatique des granitoids. Comtes Rendus Hebdomadaires de l'Academie des Sciences, 301(11), 813-818.

Nash, W. P., Crecraft, H. R., 1985. Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. Geochimica et Cosmochimica Acta, 49(11), 2309-2322.

Neiva, A. M. R., Silva, M. M. V. G., Gomes, M. E. P., & Campos, T. F. C., 2002. Geochemistry of coexisting biotite and muscovite of Portuguese peraluminous granitic differentiation series. Chemie der Erde-Geochemistry, 62(3), 197-215.

Nóbile, J. C., Collo, G., Dávila, F. M., Martina, F., & Wemmer, K., 2015. Successive reactivation of older structures under variable heat flow conditions evidenced by K–Ar fault gouge dating in Sierra de Ambato, northern Argentine broken foreland. Journal of South American Earth Sciences, 64, 152-165.

Northrup, C.J., Simpson, C., Hodges, K.V., 1998. Pseudotachylite in fault zones of the Sierras de Cordoba, Argentina: petrogenesis and Ar/Ar geochronology. Geological Society of America. Abstracts with Programs 30: 325.

Ocanto, C., Lira, R., 2002. Demantoide (andradita cromifera) en albititas de Cerro Los Nonos, provincia de Cordoba. 15o Congreso Geologico Argentino, Tomo 1: 416–421. El Calafate, Santa Cruz.

Ortiz, A., Hauser, N., Becchio, R., Suzaño, N., Nieves, A., Sola, A., Pimentel, M., Reimold, W., 2017. Zircon U-Pb ages and Hf isotopes for the Diablillos Intrusive Complex, Southern Puna, Argentina: Crustal evolution of the Lower Paleozoic Orogen, Southwestern Gondwana margin. J. South Am. Earth Sci. 80, 316–339. doi:10.1016/j.jsames.2017.09.031

Otamendi, J. E., Ducea, M. N., & Bergantz, G. W., 2012. Geological, petrological and geochemical evidence for progressive construction of an arc crustal section, Sierra de Valle Fertil, Famatinian Arc, Argentina. Journal of Petrology, 53(4), 761-800.

Otamendi, J.E., Demichelis, A.H., Tibaldi, A.M., De La Rosa, J.D., 2006. Genesis of aluminous and intermediate granulites: a study case in the eastern Sierras Pampeanas, Argentina. Lithos 89: 66–88.

Otamendi, J.E., Ducea, M.N., Cristofolini, E.A., Tibaldi, A.M., Camilletti, G.C., Bergantz, G.W., 2017. U-Pb ages and Hf isotope compositions of zircons in plutonic rocks from the central Famatinian arc, Argentina. J. S. Am. Earth Sci. 76, 412–426.

Otamendi, J.E., Fagiano, M.R., Nullo, F.E., Castellarini, P.A., 2002. Geología, petrología y mineralogía del granito Inti Huasi, sur de la sierra de Comechingones, Córdoba. Rev. la Asoc. Geol. Argentina 57, 389–403.

Otamendi, J.E., Nullo, F.E., Patiño Douce, A.E., Fagiano, M., 1998. Geology, mineralogy and geochemistry of syn-orogenic anatectic granites from the Achiras Complex, Córdoba, Argentina: some petrogenetic and geodynamic implications. J. South Am. Earth Sci. 11, 407–423.

Otamendi, J.E., Patiño Douce, A.E., 2001. Partial Melting of Aluminous Metagreywackes in the Northern Sierra de Comechingones, Central Argentina. J. Petrol. 42, 1751–1772. doi:10.1093/petrology/42.9.1751

Otamendi, J.E., Patino Douce, A.E., Demechielis, A.H., 1999. Amphibolite to granulite transitino in aluminous greywackes from the Sierras de Comechingones, Cordoba Argentina. J Metamorph Geol 17:415–434.

Otamendi, J.E., Tibaldi, A.M., Demichelis, A.H., Rabbia, O.M., 2005. Metamorphic evolution of the Río Santa Rosa granulites, northern Sierra de Comechingones, Argentina. Journal of South American Sciences 18: 163–181.

Otamendi, J.E., Castelarini, P.A., Fagiano, M., Demichelis, A., Tibaldi, A., 2004. Cambrian to Devonian geologic evolution of the Sierra de Comechingones, eastern Sierras Pampeanas: evidence for the development and exhumation of continental crust on the proto-pacific margin of Gondwana. Gondwana Research 7: 1143–1155.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., 1998. The proto-Andean margin of Gondwana: an introduction, in: Pankhurst, R.J., Rapela, W.C. (Eds.), The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society, London, Special Publications 142, pp. 1–9.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., 2000. Age and origin of coeval TTG , I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci. 91, 151–168. doi:10.1017/S0263593300007343

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E.G., Dahlquist, J.A., Pascua, I., Fanning, C.M., 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early-to-Middle Ordovician continental arc on the Gondwana margin, in: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (Ed.), The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society, London, Special Publications 142, pp. 343–367.

Patiño Douce, A.E., 2005. Vapor-absent melting of tonalite at 15–32 kbar. Journal of Petrology 46, 275–290.

Patiño Douce, A.E., 1997. Generation of metaluminous A-type granitoids by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. Geology 25, 743–746.

Patiño Douce, A.E., 1996. Effects of pressure and H2O content on the compositions of primary crustal melts. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 87, 11–21.

Patiño Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernández, C., Vigneresse, J.L. (Eds.).Understanding Granites. Geological Society of London, Special Publications 168, 55–75.

Patiño Douce, A.E., Harris, N., 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. J. Petrol. 39, 689–710. doi:10.1093/petroj/39.4.689

Patiño Douce, A.E., Johnston, A.D., 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. Contrib. to Mineral. Petrol. 107, 202–218. doi:10.1007/BF00310707

Patiño, M.G., Patiño Douce, A.E., 1987. Petrología y petrogénesis del batolito de Achala, provincia de Córdoba, a la luz de la evidencia de campo. Rev. la Asoc. Geol. Argentina 42, 201–205.

Pearce, J. A., Harris, N. B., & Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of petrology, 25(4), 956-983.

Perez, E.M.B. y Baldo, E.G. 1994. Petrofacies graniticas del sector centro-oriental del batolito de Achala. Cordoba, Argentina. 7o Congreso Geologico Chileno, vol. 2: 1146–1150. Universidad de Concepcion, Chile.

Pichavant, M., Kontak, D. J., Briqueu, L., Herrera, J. V., Clark, A. H., 1988. The Miocene-Pliocene Macusani volcanics, SE Peru. Contributions to Mineralogy and Petrology, 100(3), 325-338.

Pichavant, M., Montel, J. M., Richard, L. R., 1992. Apatite solubility in peraluminous liquids: Experimental data and an extension of the Harrison-Watson model. Geochimica et Cosmochimica Acta, 56(10), 3855-3861.

Pinotti, L., Coniglio, J., DEramo, F. J., Demartis, M., Otamendi, J. E., Fagiano, M. R., Zambroni, N., 2014. El magmatismo devónico: geología del batolito de Cerro Áspero. In Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino. Geología y Recursos Naturales de la provincia de Córdoba. Parte I: Geología e A: Geología de Superficie. Asociación Geológica Argentina, pp. 255-276 (Córdoba).

Pinotti, L.P., Coniglio, J.E., Esparza, A.M., D'Eramo, F.J., Llambías, E.J., 2002. Nearly circular plutons emplaced by stoping at shallow crustal levels, Cerro Aspero batholith, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. J. South Am. Earth Sci. 15, 251–265. doi:10.1016/S0895-9811(02)00033-0

Pinotti, L.P., Tubía, J.M., D'Eramo, F., Vegas, N., Sato, A.M., Coniglio, J., Aranguren, A., 2006. Structural interplay between plutons during the construction of a batholith (Cerro Aspero batholith, Sierras de Córdoba, Argentina). J. Struct. Geol. 28, 834–849. doi:10.1016/j.jsg.2006.02.004

Poklepovic, M.F., 2007. Modelado mineralógico, petrológico y geoquímico de sistemas postmagmáticos de interacción fluido-roca en granitoides félsicos de las Sierras Pampeanas Orientales de Córdoba, Santiago del Estero y San Luis, República Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 311p., Córdoba.

Pressley, R. A., & Brown, M., 1999. The Phillips plutón, Maine, USA: evidence of heterogeneous crustal sources and implications for granite ascent and emplacement mechanisms in convergent orogens. Lithos, 46(3), 335-366.

Ramacciotti, C. D., Casquet, C., Baldo, E. G., Galindo, C., Pankhurst, R. J., Verdecchia, S. O., ... & Fanning, M., 2018. A Cambrian mixed carbonate–siliciclastic platform in SW Gondwana: evidence from the Western Sierras Pampeanas (Argentina) and implications for the early Paleozoic paleogeography of the proto-Andean margin. International Journal of Earth Sciences, 107(7), 2605-2625.

Ramos, V. A., 2004. Cuyania, an exotic block to Gondwana: review of a historical success and the present problems. Gondwana Research, 7(4), 1009-1026.

Ramos, V. A., 2015. La orogenia famatiniana (Ordovícico medio a tardío) en el margen continental protoandino de América del Sur: nuevas evidencias y sus implicancias tectónicas. In XIV Congreso Geológico Chileno.

Ramos, V. A., Martino, R. D., Otamendi, J. E., & Escayola, M. P., 2014. Evolución geotectónica de las Sierras Pampeanas Orientales. In Relatorio del XIX Congreso Geol ógico Argentino, Córdoba (pp. 965-967).

Rapela C W, Baldo, E.G., Pankhurst, R.J., Saavedra, J., 2002, Cordieritite and Leucogranite formation at low pressure: The El Pilón Granite Complex (Sierras Pampeanas, Argentina). Journal of Petrology 43, 1003–1028.

Rapela CW, Pankhurst RJ, Casquet C, Baldo E, Saavedra J, Galindo C, Fanning M., 1998. The Pampean orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba, in: Pankhurst RJ, Rapela, CW (Eds.), The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society of London, Special Publications 142: 181–217

Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Dahlquist, J. A., Fanning, C. M., Baldo, E. G., ... & Murra, J. A., 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.

Rapela, C.W., Baldo, E.G., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., 2008. The Devonian Achala Batholith of the Sierras Pampeanas: F-rich, aluminous A-types granites. VI South Am. Symp. Isot. Geol.

Rapela, C.W., Casquet, C., Baldo, E.G., Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Galindo, C., Saavedra, J., 2001. Las orogenesis del paleozoico inferior en el margen proto-andino de América del Sur, Sierras Pampeanas, Argentina. J. Iber. Geol. 27, 23–41.

Rapela, C.W., Heaman, L.M., Mcnutt, R.H., 1982. Rb-Sr geochronology of granitoid rocks from the pampean ranges, Argentina. J. Geol. 90, 574–582.

Rapela, C.W., Kirchbaum, A., Baldo, E.G., 1991. Facies intrusivas de edad carbonifera en el batolito de Achala: Evidencia de una anatexis regional en las Sierras Pampeanas?, in: 6º Congreso Geológico Chileno. Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile, pp. 40–43.

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E.G., Saavedra, J., Galindo, C., 1998. Early evoution of the Proto- Andean margin of South America. Geology 26, 707–710. doi:10.1130/0091-7613(1998)026<0707:EEOTPA>2.3.CO

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E.G., González-Casado, J.M., Galindo, C., Dahlquist, J.A., 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. Earth-Science Rev. 83, 49–82. doi:10.1016/j.earscirev.2007.03.004

Rapela, C.W., Verdecchia, S.O., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Baldo, E.G., Galindo, C., Murra, J.A., Dahlquist, J.A., Fanning, C.M., 2016. Identifying Laurentian and SW Gondwana sources in the Neoproterozoic to Early Paleozoic metasedimentary rocks of the Sierras Pampeanas: Paleogeographic and tectonic implications. Gondwana Res. 32, 193–212. doi:10.1016/j.gr.2015.02.010

Rapp, R. P., Watson, E. B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. Journal of Petrology, 36(4), 891-931.

Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., 2003. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. Nature 425, 605 – 609

Reyes, J., Villaseca, C., Barbero, L., Quejido, A.J., Santos Zalduegui, J.F., 1997. Description of a Rb, Sr, Sm and Nd separation method for silicate rocks in isotopic studies. I Congreso Ibérico de Geoquímica, Abstract Vol,46–55.

Rittmann, A., 1957. On the serial character of igneous rocks. Egyptian Journal of Geology 1, 23–48.

Rollinson, H. R., 1993. Discriminating between tectonic environments using geochemical data. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific & Technical, Essex, UK, 171-214.

Rossi, J. N., Toselli, A. J., Saavedra, J., Sial, A. N., Pellitero, E., & Ferreira, V. P., 2002. Common crustal source for contrasting peraluminous facies in the early Paleozoic Capillitas Batholith, NW Argentina. Gondwana Research, 5(2), 325-337.

Rudnick, R. L., 1992. Xenoliths—samples of the lower continental crust. Continental lower crust, 23, 269-316.

Rudnick, R.L., Gao, S., 2004. Composition of the Continental Crust. In: Treatise on Geochemistry. Holland, H.D. and Turekian, K.K. (Editors), Elsevier, Amsterdam. 3: 1-64

Rushmer, T., 1987. Fluid-absent melting of amphibolite—experimental results at 8 kbar. Terra Cognita, 7, 286.

Saal, A., Toselli, A. J. & Rossi, J. N., 1996. Granitoides y rocas ba¤ sicas de la Sierra de Paganzo. In: Acen‹ olaza, F., Miller, H. & Toselli, A. (eds) Geolog|¤a del Sistema de Famatina. Mu«nchner Geologische Hefte 19A, 119-210.

Sánchez, M. C., Salfity, J. A., 1999. La cuenca cámbrica del Grupo Mesón en el Noroeste Argentino: desarrollo estratigráfico y paleogeográfico. Acta Geológica Hispánica, 34(2), 123-139.

Sato, K., Santosh, M., Tsunogae, T., Kon, Y., Yamamoto, S., Hirata, T., 2010. Laser ablation ICP mass spectrometry for zircon U-Pb geochronology of ultrahigh-temperature gneisses and A-type granites from the Achankovil Suture Zone, southern India. J. Geodyn. 50, 286–299. doi:10.1016/j.jog.2010.04.001

Sato, K., Siga, O., Da Silva, J.A., McReath, I., Dunyi, L., Iizuka, T., Rino, S., Hirata, T., Sproesser, W., Basei, M.A.S., 2009. In situ isotopic analyses of U and Pb in zircon by remotely operated SHRIMP II, and Hf by LA-ICP-MS: An example of dating and genetic evolution of zircon by 176Hf/177Hf from the Ita Quarry in the Atuba Complex, SE Brazil. Rev. do Inst. Geociência-USP 9, 61–69.

Sawyer, E. W., 2008. Atlas of migmatites (Vol. 9). NRC Research Press.

Scherer, E., Münker, C., & Mezger, K., 2001. Calibration of the lutetium-hafnium clock. Science, 293(5530), 683-687.

Schwartz, J.J., Gromet, L.P., 2004. Provenance of a late Proterozoic-early Cambrian basin, Sierras de Córdoba, Argentina. Precambrian Res. 129, 1–21. doi:10.1016/j.precamres.2003.08.011

Semenov, I., Weinberg, R. F., 2017. A major mid-crustal decollement of the Paleozoic convergent margin of western Gondwana: The Guacha Corral shear zone, Argentina. Journal of Structural Geology, 103, 75-99.

Shabani, A. A., Lalonde, A. E., Whalen, J. B., 2003. Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachian orogen: a potential tectonomagmatic indicator?. The Canadian Mineralogist, 41(6), 1381-1396.

Shaw, D. M., 1968. A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. Geochimica et Cosmochimica Acta, 32(6), 573-601.

Siegesmund, S., Steenken, A., López de Luchi, M.G., Hoffmann, A., Mosch, S., Wemmer, K., 2004. The Las Chacras-Potrerillos batholith (Pampean Ranges, Argentina): structural evidences, emplacement and timing of the intrusion. Int. J. Earth Sci. 93, 23–43. doi:10.1007/s00531-003-0363-6

Simons, B., Shail, R. K., Andersen, J. C., 2016. The petrogenesis of the Early Permian Variscan granites of the Cornubian Batholith: lower plate post-collisional peraluminous magmatism in the Rhenohercynian Zone of SW England. Lithos, 260, 76-94.

Sims, J.P., Ireland, T.R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P.E., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G., Miró, R., 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Paleozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin, in: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (Eds.), The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society of London Special Publication 142, pp. 259–281.

Schwindinger, M., Weinberg, R. F., Clos, F., 2019. Wet or dry? The difficulty of identifying the presence of water during crustal melting. Journal of Metamorphic Geology, *37*(3), 339-358.

Sims, J.P., Ireland, T.R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P.E., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G., Miró, R., 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Paleozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin, in: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (Eds.), The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society of London Special Publication 142, pp. 259–281.

Skjerlie, K. P., Johnston, A. D., 1993. Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: implications for the generation of anorogenic granites. Journal of Petrology, 34(4), 785-815.

Söllner, F., Verdes, A., Grosse, P., Toselli, A., 2007. U-Pb age determinations by LA-ICPMS on zircons of the Huaco granite, Sierra de Velasco (NW-Argentina): a long-term history of melt activity within an igneous body. Proceeding 20° Colloquial, Latin American Earth Science 1: 57-58.

Sosic, M. V., 1972. Descripción Geológica de la Hoja 14d, Tinogasta, Pcias. de Catamarca y La Rioja. Subs. Mn. Bs. As.

Speer, J. A., 1981. The nature and magnetic expression of isograds in the contact aureole of the Liberty Hill plutón, South Carolina: Summary. Geological Society of America Bulletin, 92(9), 603-609.

Speer, J. A., 1984. Micas in igneous rocks. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 13(1), 299-356.

Steenken, A., López de Luchi, M.G., Dopico, C.M., Drobe, M., Wemmer, K., Siegesmund, S., 2011. The Neoproterozoic-early Paleozoic metamorphic and magmatic evolution of the Eastern Sierras Pampeanas: An overview. Int. J. Earth Sci. 100, 465–488. doi:10.1007/s00531-010-0624-0

Steenken, A., Siegesmund, S., Wemmer, K., Lopez de Luchi, M. G. L., 2008. Time constraints on the Famatinian and Achalian structural evolution of the basement of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina). Journal of South American Earth Sciences, 25(3), 336-358.

Steiner, J. C., Jahns, R. H., Luth, W. C., 1975. Crystallization of alkali feldspar and quartz in the haplogranite system NaAlSi3O8-KAlSi3O8-SiO2-H2O at 4 kb. Geological Society of America Bulletin, 86(1), 83-98.

Stepanov, A. S., Hermann, J., Rubatto, D., Rapp, R. P., 2012. Experimental study of monazite/melt partitioning with implications for the REE, Th and U geochemistry of crustal rocks. Chemical Geology, 300, 200-220.

Storre, B., 1972. Dry melting of muscovite+ quartz in the range P s= 7 kb to P s= 20 kb. Contributions to Mineralogy and Petrology, 37(1), 87-89.

Storre, B., Karotke, E., 1972. Experimental data on melting reactions of muscovite+ quartz in the system K 2 O-Al 2 O 3-SiO 2-H 2 O to 20 kb water pressure. Contributions to Mineralogy and Petrology, 36(4), 343-345.

Stuart-Smith, P.G., Miró, R., Sims, J.P., Pieters, P.E., Lyons, P., Camacho, A., Black, L.P., 1999. Uranium-Lead Dating of Felsic Magmatic Cycles in the Southern Sierras Pampeanas, Argentina: Implications for the Tectonic Development of the Proto-Andean Gondwana Margin. Special Papers. Geological Society of America, pp. 87–114.

Sureda, R., Lira, R., Colombo, F., 2006. Gustavita, PbAgBi3S6-P21/c, con los minerales de bismuto y plata en el ‘skarn’ Los Guindos, Pampa de Olaen, Córdoba, Argentina (31°11’S-64°33’W). Revista Geológica de Chile 33(1): 141–160.

Sylvester, P. J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. Lithos, 45(1-4), 29-44.

Tang, M., Wang, X.L., Shu, X.J., Wang, D., Yang, T., Gopon, P., 2014. Hafnium isotopic heterogeneity in zircons from granitic rocks: Geochemical evaluation and modeling of "zircon effect" in crustal anatexis. Earth Planet. Sci. Lett. 389, 188–199. doi:10.1016/j.epsl.2013.12.036

Taylor, S. R., McLennan, S. M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. Reviews of Geophysics, 33(2), 241-265.

Thomas, W. A., Astini, R. A., 1996. The Argentine precordillera: a traveler from the Ouachita embayment of North American Laurentia. Science, 273(5276), 752-757.

Thomas, W. A., Astini, R. A., Bayona, G., 2002. Ordovician collision of the Argentine Precordillera with Gondwana, independent of Laurentian Taconic orogeny. Tectonophysics, 345(1-4), 131-152.

Thomas, W.A., Astini, R.A., 2007. Vestiges of an Ordovician west-vergent thin-skinned Ocloyic thrust belt in the Argentine Precordillera, southern Central Andes. Journal of Structural Geology 29: 1369-1385.

Thorpe, R.S, Brown, G.C., 1993. The field description of igneous rock. GSL. John Wiley 85 ONS, Chichester, England.

Tischendorf, G., Gottesmann, B., Foerster, H. J., & Trumbull, R. B., 1997. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation.

Tomascak, P. B., Brown, M., Solar, G. S., Becker, H. J., Centorbi, T. L., Tian, J., 2005. Source contributions to Devonian granite magmatism near the Laurentian border, New Hampshire and western Maine, USA. Lithos, 80(1-4), 75-99.

Torsvik, T. H., Cocks, L. R. M., 2013. Gondwana from top to base in space and time. Gondwana Research, 24(3-4), 999-1030.

Toselli, A. J., Rossi, J. N., Basei, M. A., Larrovere, M., 2011. Controles geoquímicos e isotópicos en la petrogénesis de los granitos Devónico-Carboníferos Santa Cruz y Asha: Sierra de Velasco, Argentina. Serie Correlación Geológica, 27(2), 77-98.

Toselli, A.J., Durand, F.R., Rossi de Toselli, J.N., Saavedra, J., 1996. Esquema de evolución geotectónica y magmática Eopaleozoica del sistema de Famatina y sectores de Sierras Pampeanas. Actas XIII Congr. Geol. Argent. 5, 443-462.

Toselli, G.A., Saavedra, J., Córdoba, G., Medina, M.E., 1992. Los granitos peraluminosos de las sierras de Vinquis, cerro Negro y Zapata (Sierras Pampeanas), provincia de Catamarca, Argentina. Estudios Geológicos 48, 247–256.

Tuttle, O. F., Bowen, N. L., 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system: NaAlSi3O8 (Vol. 74). Geological Society of America.

Verdecchia, S.O., 2009. Las metamorfitas de baja presio´n vinculadas al arco magma´tico famatiniano: las unidades metamo´rficas de la Quebrada de La Cébila y el borde oriental del Velasco. Provincia de La Rioja, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba

Verdecchia, S.O., Casquet, C., Baldo, E.G., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., Galindo, C., 2011. Mid- to Late Cambrian docking of the Río de la Plata craton to southwestern Gondwana: age constraints from U-Pb SHRIMP detrital zircon ages from Sierra de Ambato and Velasco (Sierras Pampeanas, Argentina). J. Geol. Soc. London 168, 1061–1071. doi:10.1144/0016-76492010-143.

Vervoort, J. D., Kemp, A. I., 2016. Clarifying the zircon Hf isotope record of crust–mantle evolution. Chemical Geology, 425, 65-75.

Vielzeuf, D., Montel, J.M., 1994. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships. Contrib. to Mineral. Petrol. 117, 375–393.

Villaros, A., Buick, I.S., Stevens, G., 2012. Isotopic variations in S-type granites: An inheritance from a heterogeneous source? Contrib. to Mineral. Petrol. 163, 243–257. doi:10.1007/s00410-011-0673-9

Villaseca, C., Barbero, L., Herreros, V., 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh, 89(2), 113-119.

Villaseca, C., Barbero, L., Rogers, G., 1998. Crustal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of Central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints. Lithos, 43(2), 55-79.

Villaseca, C., Downes, H., Pin, C., Barbero, L., 1999. Nature and composition of the lower continental crust in central Spain and the granulite–granite linkage: inferences from granulitic xenoliths. Journal of Petrology, 40(10), 1465-1496.

Villaseca, C., Orejana, D., Paterson, B. A., 2007. Zr–LREE rich minerals in residual peraluminous granulites, another factor in the origin of low Zr–LREE granitic melts?. Lithos, 96(3-4), 375-386.

Watson E. B., 1996. Dissolution, growth and survival of zircons during crustal fusion: Kinetic principles, geological models and implications for isotopic inheritance. Trans. R. Soc. Edinburg: Earth Sci. 87, 43–56.

Watson, E.B., Harrison, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. Earth Planet Sci Lett 64, 295–304.

Weinberg, R. F., Hasalová, P., 2015. Water-fluxed melting of the continental crust: A review. Lithos, 212, 158-188.

Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology 95, 407–419.

Whitmeyer, S.J., 2008. Dating fault fabrics using modern techniques of 40Ar/39Ar thermochronology: evidence for Paleozoic deformation in the Eastern Sierras Pampeanas, Argentina. Journal of the Virtual Explorer, 30 (3).

Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95: 185–187.

Williams, I.S., 1995. Zircon analysis by ion microprobe: the case of the eastern Australian granites, in: Leon T. Silver 70th Birthday Symposium and Celebration. The California Institute of Technology, pp. 27–31.

Williamson, B.J., Shaw, A., Downes, H., Thirlwall, M.F., 1996. Geochemical constraints on the genesis of Hercynian two-mica leucogranites from the Massif Central, France. Chemical Geology 127, 25–42.

Willner, A.P., Gerdes. A., Massonne, H.J., Schmidt, A., Sudo, M., Thomson, S.N., Vujovich, G., 2011. The geodynamics of collision of a microplate (Chilenia) in Devonian times deduced by the pressure–temperature–time evolution within part of a collisional belt (Guarguaraz complex, W-Argentina). Contrib Mineral Petrol 162:303–327

Wolf, M. B., Wyllie, P. J., 1994. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. Contributions to Mineralogy and Petrology, 115(4), 369-383.

Wolf, M. B., London D., 1994. Apatite dissolution into peraluminous haplogranitic melts: An experimental study of solubilities and mechanisms. Geochim. Cosmochim. Acta 58(19), 4127–4146.

Wolf, M. B., London D., 1995. Incongruent dissolution of REE and Sr-rich apatite in peraluminous granitic liquids: Differential apatite, monazite, and xenotime solubilities during anatexis. American Mineralogist 80(7–8), 765–775.

Yaowanoiyothin, W., Barr, S. M., 1991. Petrology of the Black Brook granitic suite, Cape Breton Island, Nova Scotia. The Canadian Mineralogist, 29(3), 499-515.

Zarco, J.J., 2006. Geología estructural y petrología estructural del complejo granítico peraluminoso de Achala en relación con la génesis y localización de mineralizaciones de uranio (Sierras Pampeanas-Argentina). Universidad Nacional de Salta. pp. 147

Zen, E., 1988. Phase relations of peraluminous granitic rocks and their petrogenetic implications. Annual Review Earth and Planetary Sciences 16, 21–51.

Zen, E.A., 1986. Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: Some mineralogic and petrographic constraints. J. Petrol. 27, 1095–1117. doi:10.1093/petrology/27.5.1095

16. ANEXOS

16. Anexos

Batolito	Unidad	Facies	Sector	Muestra	Qtz	Kfs	Ab	Oligoclasa	Bt	Ms	Ap	Ilm	Residuos	Método
Achala	*Suite* Characato	Mula Muerta	Characato	CHA-14	34.4	20.3	19.6	5.3	4.8	14.7	0.5	0.001	0.006	Mínimos cuadrados desde la geoquímica de roca total y la química mineral
		Olaen	Olaen	CHA-40	33.8	23.2	19.4	5.5	5.2	12.4	0.5	0.001	0.015	
		Olaen	Olaen	CHA-48	29.4	28.7	13.5	9.6	5.2	12.4	0.3	0.043	0.023	
		Mula muerta	Mesa de la Mula Muerta	CHA-42	34.2	20.1	23.4	2.4	3.6	15.0	0.7	0.003	0.015	
		Olaen	Mesa de la Mula Muerta	CHA-15	36.2	18.9	21.0	6.1	3.1	14.0	0.4	0.003	0.014	
		Leucogranito	Mesa del Palmar	CHA-21	38.4	20.5	21.5	1.6	1.9	14.7	0.6	0.003	0.013	
		Leucogranito	Mesa de la Mula Muerta	CHA-43	36.4	17.4	23.8	0.0	3.2	17.7	0.5	0.003	0.096	
		Santa Sabina Sur	Santa Sabina Sur	SAB-1	32.4	16.6	29.4	2.1	2.2	16.1	0.9	0.000	0.003	
		Santa Sabina Norte	Santa Sabina Norte	SAB-21	29.4	24.9	22.2	7.0	4.1	11.3	0.6	0.040	0.006	
		Porfirica Gruesa	Tasti	TAS-30	29.1	20.1	21.5	6.9	8.0	12.4	0.9	0.244	0.012	
		Olaen	Tasti	TAS-29	28.4	23.6	16.0	13.1	5.6	12.1	0.4	0.139	0.013	
		Enclave en facies Tasti	Tasti	TAS-33	28.9	22.7	0.0	35.0	10.2	1.7	0.3	0.497	0.097	
		Enclave en facies Olaen	Olaen	OLA-14	25.5	31.0	18.4	8.2	7.6	6.5	0.6	0.288	0.007	
Vinquis	Granitos fuertemente peraluminosos	E	Flanco Oeste	VIN-109	30.0	30.8	0.0	28.0	10.6	0.0	0.0	0.173	0.207	
		Da	Extremo sur oeste	VIN-71	36.4	22.4	18.5	6.4	3.8	12.0	0.5	0.002	0.016	
		A	Flanco Este Centro	VIN-79	31.9	23.6	13.2	11.9	7.1	11.4	0.6	0.154	0.013	
		A	Flanco Este Norte	VIN-33	32.8	20.7	14.5	11.3	8.0	12.2	0.5	0.014	0.014	
		B	Flanco Este Norte	VIN-1	33.5	21.6	18.4	7.8	3.7	13.5	0.6	0.013	0.004	
		B	Flanco Este Norte	VIN-5	33.0	20.6	22.2	6.4	3.7	13.3	0.7	0.028	0.005	
		A	Flanco Este Centro	VIN-13	33.7	20.2	7.4	22.1	9.4	5.9	0.6	0.231	0.039	
		A	Flanco Este Centro	VIN-15	32.6	24.4	16.0	9.7	5.0	11.9	0.4	0.004	0.013	
		C	Flanco Este Centro	VIN-12	33.5	27.2	11.2	10.5	6.7	10.3	0.6	0.004	0.014	
		Da	Extremo sur oeste	VIN-18	36.3	20.1	19.4	6.6	3.5	13.2	0.6	0.015	0.022	
		Db	Extremo sur este	VIN-20	35.4	25.8	18.1	7.2	1.4	11.7	0.3	0.004	0.011	
		Enclave en facies A	Flanco Este Norte	VIN-34	33.2	21.1	15.6	10.5	6.5	12.7	0.5	0.004	0.011	

Tabla Anexo 1: Moda calculada utilizando un método de minimos cuadrados, la composición mineral y la geoquímica de roca total de cada muestra.

Batolito	Batolito de Vinquis													
Unidad	Granitos fuertemente peraluminosos de dos micas de Vinquis													
Facies	Facies 4				Facies 1				Facies 2					
Roca	Vin-20	Vin-20	Vin-20	Vin-20	VIN-34	VIN-34	VIN-34	VIN-34	Vin-6	Vin-6	Vin-6	vin2	Vin2	vin2
Denominación	4	5	12	13	6	9	10	11	1	3	1			
Mineral	Biotita 0		Biotita 1		Biotita 2	Biotita 3		Biotita 4	Biotita 5 círculo 6		iotita 6 circulo	biotita 7		biotita 8
Comentario	Vin20-C4-Bt1	Vin20-C4-Bt2	in20-ca.C5-4-Bt	in20-ca.C5-4-Bt	Vin34-C8-Bt1	Vin34-C10-Bt2	Vin34-C10-Bt3	Vin34-C12-Bt4	VIN-6 - Bt 25	VIN-6 - Bt 27	VIN-6 - Bt 9	bt1.	bt2	bt24
SiO_2	35.02	35.42	35.22	35.83	35.37	35.91	35.96	36.25	35.88	36.86	36.00	35.57	35.21	35.26
TiO_2	2.19	2.35	2.43	2.33	2.68	3.43	2.82	2.73	2.32	2.42	2.42	1.59	2.13	2.26
Al_2O_3	19.85	19.68	19.72	19.69	18.40	18.87	18.79	18.96	19.71	19.57	19.16	19.99	19.46	19.90
FeO	23.49	23.78	23.43	23.26	22.32	21.98	21.64	21.06	21.19	21.07	21.67	23.06	23.34	23.70
MnO	0.93	0.95	0.94	0.93	0.62	0.56	0.60	0.57	0.59	0.57	0.52	0.83	0.77	0.87
MgO	4.96	5.04	4.82	4.94	7.03	7.10	7.27	7.53	6.49	6.69	6.30	4.62	4.70	4.70
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na_2O	0.19	0.10	0.12	0.13	0.12	0.07	0.15	0.08	0.07	0.09	0.10	0.04	0.07	0.10
K_2O	9.19	8.98	9.50	9.36	9.52	9.23	9.34	9.50	9.15	9.56	9.36	9.33	9.08	9.36
F	1.41	1.38	1.02	1.27	0.55	1.05	1.03	0.75	1.13	1.40	1.35	1.44	1.43	1.12
Cl	0.09	0.10	0.10	0.09	0.06	0.03	0.04	0.06	0.01	0.01	0.01	0.04	0.06	0.07
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CuO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Li2O*	0.50	0.61	0.55	0.73	0.60	0.76	0.77	0.85	0.75	1.03	0.78	0.66	0.55	0.57
H2O*	3.22	3.25	3.41	3.33	3.66	3.51	3.50	3.64	3.43	3.38	3.31	3.21	3.19	3.38
Subtotal	101.03	101.64	101.27	101.89	100.93	102.49	101.91	101.97	100.83	102.78	101.05	100.55	100.27	101.37
O=F,Cl	0.61	0.61	0.45	0.55	0.25	0.45	0.44	0.33	0.48	0.59	0.57	0.62	0.61	0.49
Total	100.42	101.04	100.82	101.33	100.68	102.04	101.46	101.64	100.35	102.19	100.48	99.94	99.66	100.89
Si	5.38	5.40	5.39	5.43	5.39	5.37	5.40	5.41	5.43	5.46	5.46	5.47	5.44	5.39
Al iv	2.62	2.60	2.61	2.57	2.61	2.63	2.60	2.59	2.57	2.54	2.54	2.53	2.56	2.61
Al vi	0.97	0.93	0.94	0.95	0.70	0.69	0.73	0.75	0.94	0.89	0.88	1.08	0.98	0.97
Ti	0.25	0.27	0.28	0.27	0.31	0.38	0.32	0.31	0.26	0.27	0.28	0.18	0.25	0.26
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	3.02	3.03	3.00	2.95	2.85	2.75	2.72	2.63	2.68	2.61	2.75	2.96	3.02	3.03
Mn	0.12	0.12	0.12	0.12	0.08	0.07	0.08	0.07	0.08	0.07	0.07	0.11	0.10	0.11
Mg	1.14	1.14	1.10	1.12	1.60	1.58	1.63	1.68	1.46	1.48	1.42	1.06	1.08	1.07
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01
Sn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ga	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Li*	0.31	0.38	0.34	0.45	0.37	0.45	0.46	0.51	0.45	0.61	0.48	0.41	0.34	0.35
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.06	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.03
K	1.80	1.74	1.85	1.81	1.85	1.76	1.79	1.81	1.77	1.81	1.81	1.83	1.79	1.83
OH*	3.29	3.31	3.48	3.37	3.72	3.49	3.50	3.63	3.46	3.34	3.35	3.29	3.29	3.44
F	0.68	0.67	0.49	0.61	0.27	0.50	0.49	0.35	0.54	0.65	0.65	0.70	0.70	0.54
Cl	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02
TOTAL	19.66	19.64	19.67	19.69	19.78	19.70	19.77	19.78	19.67	19.78	19.71	19.67	19.62	19.66
Y total	5.80	5.87	5.78	5.84	5.89	5.93	5.93	5.95	5.89	5.94	5.88	5.82	5.81	5.80
X total	1.86	1.77	1.89	1.85	1.89	1.78	1.83	1.83	1.79	1.83	1.84	1.84	1.81	1.86
Al total	3.59	3.53	3.56	3.52	3.30	3.32	3.33	3.34	3.51	3.42	3.42	3.62	3.54	3.59
Fe/Fe+Mg	0.73	0.73	0.73	0.73	0.64	0.63	0.63	0.61	0.65	0.64	0.66	0.74	0.74	0.74

Tabla Anexo 2: Química mineral de las biotitas en las facies Da, A y B del batolito de Vinquis.

Batolito	Batolito de Achala												
Unidad	Suite Characato												
Facies	Mula Muerta						Olaen						
Roca	CHA 14						Cha 40						
Denominación	Bt-47	Bt-48	Bt-49	Bt-55	Bt-56	Bt-57	bt41r2	bt42	bt43	bt44	bt45	bt46r	bt47
Mineral	Biotita						Biotita intermedia			Biotita intermedia		Biotita intermedia	
Comentario				núcleo	núcleo	Borde	Margen	núcleo	Margen	Borde	núcleo	Borde	núcleo
SiO_2	33.92	34.60	34.20	34.27	34.26	34.33	34.92	34.58	33.92	34.25	33.56	34.83	34.29
TiO_2	2.35	2.50	2.92	3.09	3.06	2.75	3.03	2.65	3.44	3.30	2.69	2.93	3.06
Al_2O_3	17.57	18.12	17.58	17.43	17.58	17.12	17.34	17.07	17.15	17.06	17.08	17.08	16.69
FeO	22.67	22.39	21.63	21.70	22.51	21.90	23.28	23.43	23.65	24.23	24.64	23.79	23.87
MnO	0.73	0.65	0.58	0.59	0.71	0.53	0.63	0.69	0.51	0.61	0.60	0.59	0.64
MgO	5.44	5.75	5.74	6.07	6.06	5.72	5.99	5.83	5.86	5.68	5.87	6.33	5.96
CaO	0.12	0.18	0.25	0.14	0.11	0.23	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.03	0.09
Na_2O	0.07	0.10	0.13	0.15	0.07	0.22	0.01	0.07	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05
K_2O	8.01	7.87	7.46	8.02	8.72	7.99	9.47	9.07	9.44	9.09	9.35	9.36	9.29
F	1.01	1.23	1.59	1.88	1.38	0.95	1.94	1.64	1.64	1.00	1.42	0.72	0.43
ZnO	0.00	0.03	0.14	0.00	0.16	0.00	0.19	0.04	0.38	0.12	0.20	0.16	0.19
Cl	0.06	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.05	0.02	0.06	0.02	0.03	0.03	0.05
Cr_2O_3	0.00	0.03	0.00	0.06	0.02	0.05	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.09	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.06	0.03	0.06
Li2O*	0.18	0.38	0.26	0.28	0.28	0.30	0.47	0.37	0.18	0.28	0.08	0.44	0.29
H2O*	3.21	3.20	2.97	2.85	3.13	3.27	2.91	3.00	3.00	3.32	3.07	3.50	3.57
Subtotal	95.35	97.15	95.50	96.57	98.13	95.38	100.23	98.47	99.34	99.07	98.73	99.87	98.53
O=F,Cl	0.44	0.52	0.68	0.80	0.59	0.41	0.83	0.69	0.70	0.43	0.60	0.31	0.19
Total	94.91	96.62	94.83	95.77	97.54	94.97	99.41	97.78	98.63	98.64	98.12	99.56	98.34
Si	5.49	5.47	5.50	5.47	5.42	5.53	5.44	5.48	5.37	5.40	5.36	5.43	5.43
Al iv	2.51	2.53	2.50	2.53	2.58	2.47	2.56	2.52	2.63	2.60	2.64	2.57	2.57
Al vi	0.85	0.85	0.83	0.75	0.69	0.78	0.63	0.67	0.56	0.58	0.58	0.56	0.55
Ti	0.29	0.30	0.35	0.37	0.36	0.33	0.36	0.32	0.41	0.39	0.32	0.34	0.36
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	3.07	2.96	2.91	2.90	2.98	2.95	3.04	3.11	3.13	3.20	3.29	3.10	3.16
Mn	0.10	0.09	0.08	0.08	0.10	0.07	0.08	0.09	0.07	0.08	0.08	0.08	0.09
Mg	1.31	1.36	1.38	1.45	1.43	1.37	1.39	1.38	1.38	1.34	1.40	1.47	1.41
Zn	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.04	0.01	0.02	0.02	0.02
Sn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ga	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Li*	0.12	0.24	0.17	0.18	0.18	0.19	0.29	0.24	0.12	0.18	0.05	0.28	0.18
Ca	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02
Na	0.02	0.03	0.04	0.05	0.02	0.07	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
K	1.66	1.59	1.53	1.63	1.76	1.64	1.88	1.83	1.90	1.83	1.91	1.86	1.88
OH*	3.47	3.38	3.18	3.04	3.30	3.51	3.03	3.17	3.16	3.49	3.27	3.64	3.77
F	0.52	0.62	0.81	0.95	0.69	0.48	0.96	0.82	0.82	0.50	0.72	0.36	0.22
Cl	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
TOTAL	19.44	19.47	19.35	19.44	19.56	19.46	19.70	19.66	19.65	19.63	19.69	19.74	19.68
Y total	5.74	5.82	5.74	5.74	5.76	5.71	5.81	5.80	5.72	5.77	5.76	5.86	5.78
X total	1.70	1.65	1.61	1.70	1.80	1.75	1.88	1.86	1.93	1.86	1.93	1.88	1.91
Al total	3.35	3.38	3.33	3.28	3.28	3.25	3.19	3.19	3.20	3.17	3.22	3.14	3.12
Fe/Fe+Mg	0.70	0.69	0.68	0.67	0.68	0.68	0.69	0.69	0.69	0.71	0.70	0.68	0.69

Tabla Anexo 3: Química mineral de las biotitas en las facies Mula Muerta y Olaen de la suite Characato.

Batolito	Achala									
Unidad	Suite Characato									
Facies	Enclave en facies Olaen								Facies Santa Sabina	
Roca	Cha 40 IV	Cha 40 IV	Cha 40 IV	Cha 40 IV	Cha 40 IV	Cha 40 IV	Cha 40 IV	Cha 40 IV	SAB 1	SAB 1
Denominación	c1-mica-9	c1-mica-10	c1-mica-11	c3-mica-4	c1-mica-21	c1-mica-22	c1-mica-23	c1-mica-24	SAP1-21	SAP1-22
Mineral	Biotita fenocristal			Biotita fenocristal	Biotita fina matriz	Biotita fina matriz	Biotita fina matriz	Biotita fina matriz	Biotita fina en Qtz	
Comentario	Borde	núcleo	Borde	núcleo	-	-	-	-	núcleo	Borde
SiO_2	35.14	36.05	36.09	35.79	35.98	35.59	35.51	36.16	36.11	35.81
TiO_2	2.29	2.27	2.57	2.56	2.27	2.96	2.68	2.53	2.37	1.85
Al_2O_3	16.74	16.85	17.16	16.22	16.86	16.32	16.44	16.13	19.39	19.33
FeO	21.28	20.95	19.91	21.14	20.79	20.26	20.62	21.08	20.09	21.76
MnO	0.41	0.32	0.34	0.37	0.41	0.40	0.45	0.46	1.37	1.25
MgO	8.62	8.96	8.37	8.99	8.94	8.83	8.50	8.85	2.94	3.13
CaO	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.00	0.04
Na_2O	0.01	0.08	0.04	0.05	0.03	0.01	0.07	0.03	0.10	0.08
K_2O	9.89	10.19	9.63	9.87	9.90	10.06	9.66	10.03	9.48	9.61
F	1.81	1.74	1.61	2.38	1.95	1.18	1.96	2.24	2.99	2.38
ZnO	0.12	0.22	0.01	0.24	0.13	0.03	0.08	0.00	0.02	0.02
Cl	0.05	0.07	0.04	0.05	0.06	0.05	0.05	0.04	0.01	0.01
Cr_2O_3	0.04	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
NiO	0.00	0.04	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03
Li2O*	0.53	0.79	0.81	0.72	0.77	0.66	0.64	0.83	0.81	0.73
H2O*	3.00	3.11	3.14	2.77	2.99	3.32	2.93	2.85	2.40	2.69
Subtotal	99.93	101.66	99.76	101.16	101.12	99.69	99.61	101.32	98.10	98.71
O=F,Cl	0.77	0.75	0.69	1.01	0.83	0.51	0.84	0.95	1.26	1.01
Total	99.16	100.91	99.07	100.15	100.28	99.18	98.77	100.37	96.84	97.70
Si	5.45	5.48	5.53	5.49	5.49	5.49	5.50	5.52	5.67	5.62
Al iv	2.55	2.52	2.47	2.51	2.51	2.51	2.50	2.48	2.33	2.38
Al vi	0.51	0.49	0.62	0.42	0.52	0.45	0.50	0.43	1.25	1.19
Ti	0.27	0.26	0.30	0.30	0.26	0.34	0.31	0.29	0.28	0.22
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	2.76	2.66	2.55	2.71	2.65	2.61	2.67	2.69	2.64	2.85
Mn	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.18	0.17
Mg	1.99	2.03	1.91	2.05	2.03	2.03	1.96	2.01	0.69	0.73
Zn	0.01	0.02	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Sn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ga	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Li*	0.33	0.49	0.50	0.44	0.47	0.41	0.40	0.51	0.51	0.46
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Na	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.03	0.02
K	1.96	1.97	1.88	1.93	1.93	1.98	1.91	1.95	1.90	1.92
OH*	3.10	3.15	3.21	2.83	3.04	3.41	3.03	2.91	2.51	2.82
F	0.89	0.84	0.78	1.15	0.94	0.58	0.96	1.08	1.48	1.18
Cl	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
TOTAL	19.90	20.00	19.82	19.95	19.94	19.88	19.85	19.97	19.48	19.58
Y total	5.94	6.00	5.93	6.00	6.01	5.90	5.92	6.00	5.55	5.63
X total	1.96	2.00	1.90	1.95	1.94	1.98	1.93	1.97	1.93	1.95
Al total	3.06	3.02	3.10	2.93	3.03	2.97	3.00	2.90	3.59	3.57
Fe/Fe+Mg	0.58	0.57	0.57	0.57	0.57	0.56	0.58	0.57	0.79	0.80

Tabla Anexo 4: Química mineral de las biotitas de las facies Santa Sabina y el enclave en facies Olaen de la suite Characato.

Batolito	Batolito de Vinquis																			
Unidad	Granitos fuertmente peraluminosos de dos micas de Vinquis																			
Facies	Faceis 4				Facies 1		Facies 2													
Roca	Vin-20	Vin-20	Vin-20	Vin-20	VIN-34	VIN-34	Vin-6	Vin-6	Vin-6	Vin-6	Vin2	Vin2	Vin2	Vin2	Vin2	Vin2	Vin2	Vin2	Vin2	Vin2
Denominación	Vin20-C4-Ms1	Vin20-C4-Ms1bi	Vin20-C4-Ms2	Vin20-C4-Ms3	Vin34-C8-Ms1	Vin34-C8-Ms2	VIN-6 - Ms 1	VIN-6 - Ms 2	VIN-6 - Ms 23	VIN-6 - Ms 24	Ms21	Ms22	Ms23	Ms53	Ms54	Ms25	Ms26	Ms50	Ms51	Ms52
Mineral	Muscovita gruesa, subhedra, intercresida con biotita.			Ms fina intercrecida con biotita, subhedra	Muscovita euhedra en contacto con biotita.		1	1	1	2	Ms esqueletica			Ms esqueletica		mus 1°		Mus 1°		
Comentario																				
SiO_2	45.86	45.84	46.15	45.93	46.36	46.09	45.58	45.42	46.32	46.70	45.45	45.47	45.87	45.63	45.69	46.03	45.91	45.98	45.70	45.85
TiO_2	0.54	0.67	0.65	0.79	0.98	0.71	0.88	1.01	0.84	0.75	1.08	0.67	0.46	1.18	0.87	0.51	0.81	0.46	0.57	0.38
Al_2O_3	33.53	33.92	34.01	34.62	34.30	34.61	33.93	34.16	34.12	33.90	34.33	34.44	34.09	34.10	34.40	34.15	34.58	34.31	34.16	34.06
FeO	2.83	2.89	2.83	2.85	1.95	2.01	2.02	1.91	2.06	2.02	2.25	2.26	2.21	2.36	2.37	2.35	2.33	2.41	2.46	2.38
MnO	0.09	0.08	0.05	0.06	-0.01	0.06	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	0.09	0.05	0.09	0.05	0.04	0.04	0.08	0.03
MgO	0.75	0.78	0.79	0.72	0.74	0.83	0.88	0.82	0.81	0.86	0.83	0.78	0.85	0.79	0.79	0.82	0.93	0.83	0.88	0.98
CaO	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Na_2O	0.52	0.60	0.51	0.60	0.43	0.55	0.40	0.41	0.55	0.62	0.63	0.77	0.53	0.71	0.52	0.69	0.55	0.63	0.76	0.65
K_2O	10.26	10.30	10.20	10.54	10.70	9.98	10.37	10.33	10.33	10.10	10.35	10.13	10.42	10.15	10.38	10.23	10.30	10.15	9.98	10.13
F	0.62	0.61	0.88	0.76	0.43	0.15	0.49	0.42	0.52	0.55	0.83	0.31	0.68	0.63	0.75	0.93	0.79	0.56	0.70	0.78
ZnO	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.06	bdl	0.02	bdl	0.11	0.00	0.00	0.00	0.04	0.05	0.00	0.03	0.06	0.03
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Cr_2O_3	-	-	-	-	-	-	-	-	-		0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.01
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Li2O*	3.61	3.60	3.69	3.63	3.75	3.68	3.53	3.48	3.74	3.85	3.49	3.50	3.61	3.54	3.56	3.66	3.62	3.65	3.56	3.61
H2O*	4.33	4.36	4.25	4.34	4.49	4.61	4.39	4.42	4.44	4.43	4.26	4.49	4.32	4.35	4.30	4.22	4.31	4.40	4.31	4.27
Subtotal	102.96	103.65	104.00	104.84	104.12	103.27	102.56	102.41	103.77	103.82	103.67	102.87	103.17	103.50	103.75	103.69	104.20	103.46	103.22	103.16
O=F,Cl	0.26	0.26	0.37	0.32	0.18	0.06	0.21	0.18	0.22	0.23	0.35	0.13	0.29	0.27	0.32	0.39	0.34	0.23	0.29	0.33
Total	102.70	103.40	103.63	104.52	103.94	103.21	102.35	102.24	103.55	103.59	103.32	102.74	102.88	103.24	103.43	103.30	103.86	103.23	102.92	102.83
Si	5.95	5.91	5.92	5.86	5.92	5.91	5.91	5.89	5.93	5.96	5.86	5.88	5.92	5.88	5.88	5.92	5.87	5.91	5.90	5.92
Al iv	2.05	2.09	2.08	2.14	2.08	2.09	2.09	2.11	2.07	2.04	2.14	2.12	2.08	2.12	2.12	2.08	2.13	2.09	2.10	2.08
Al vi	3.07	3.06	3.07	3.07	3.08	3.13	3.10	3.12	3.08	3.07	3.07	3.13	3.11	3.05	3.09	3.10	3.09	3.11	3.10	3.11
Ti	0.05	0.06	0.06	0.08	0.09	0.07	0.09	0.10	0.08	0.07	0.11	0.07	0.04	0.11	0.08	0.05	0.08	0.04	0.05	0.04
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.31	0.31	0.30	0.30	0.21	0.21	0.22	0.21	0.22	0.22	0.24	0.24	0.24	0.25	0.26	0.25	0.25	0.26	0.27	0.26
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	0.15	0.15	0.15	0.14	0.14	0.16	0.17	0.16	0.15	0.16	0.16	0.15	0.16	0.15	0.15	0.16	0.18	0.16	0.17	0.19
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Sn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ga	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Li*	1.88	1.87	1.91	1.86	1.93	1.89	1.84	1.82	1.93	1.98	1.81	1.82	1.88	1.84	1.84	1.89	1.86	1.89	1.85	1.87
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.13	0.15	0.13	0.15	0.11	0.14	0.10	0.10	0.14	0.15	0.16	0.19	0.13	0.18	0.13	0.17	0.14	0.16	0.19	0.16
K	1.70	1.69	1.67	1.72	1.74	1.63	1.72	1.71	1.69	1.65	1.70	1.67	1.72	1.67	1.70	1.68	1.68	1.66	1.64	1.67
OH*	3.74	3.75	3.64	3.69	3.82	3.94	3.80	3.83	3.79	3.78	3.66	3.87	3.72	3.74	3.69	3.62	3.68	3.77	3.72	3.68
F	0.26	0.25	0.36	0.31	0.18	0.06	0.20	0.17	0.21	0.22	0.34	0.13	0.28	0.26	0.30	0.38	0.32	0.23	0.28	0.32
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	19.30	19.31	19.29	19.32	19.30	19.24	19.24	19.21	19.29	19.30	19.26	19.27	19.30	19.26	19.27	19.31	19.28	19.29	19.29	19.30
Y total	5.47	5.46	5.50	5.46	5.45	5.48	5.42	5.40	5.47	5.50	5.41	5.41	5.45	5.42	5.44	5.46	5.46	5.47	5.45	5.47
X total	1.83	1.84	1.80	1.86	1.85	1.77	1.82	1.81	1.82	1.80	1.86	1.86	1.85	1.84	1.83	1.85	1.82	1.82	1.83	1.83
Al total	5.12	5.15	5.14	5.21	5.16	5.23	5.19	5.22	5.15	5.10	5.21	5.25	5.19	5.18	5.22	5.18	5.21	5.20	5.20	5.18
Fe/Fe+Mg	0.68	0.68	0.67	0.69	0.60	0.57	0.56	0.57	0.59	0.57	0.60	0.62	0.59	0.63	0.63	0.62	0.59	0.62	0.61	0.58

Tabla Anexo 5: Química mineral de las micas blancas de las facies Db, A y B del batolito de Vinquis.

Batolito	Batolito de Achala																	
Unidad	Suite Characato																	
Facies	Leucogranito Mesa del Palmar																	
Roca	Cha 21	Cha 21	Cha 21	Cha 21	Cha 21	Cha 21	Cha 21	Cha 21	Cha 21	Cha 21	Cha 21	Cha 21	Cha 21	Cha 21	Cha 21	Cha 21	Cha 21	Cha 21
Denominación	CHA21-14	CHA21-15	CHA21-16	CHA21-17	CHA21-18	CHA21-19	CHA21-20	CHA21-21	CHA21-22	CHA21-23	CHA21-24	CHA21-25r	CHA21-26r	CHA21-27	CHA21-28	CHA21-29	CHA21-30	CHA21-31
Mineral	Ms primaria intermedia			Ms primaria intermedia			Ms 1ria intermedia	Ms alojada en Pl	Ms alojada en Pl	Ms alojada en Pl	Ms alojada en Pl	Ms alojada en Pl	Ms alojada en Pl	Ms alojada en Pl	Ms alojada en Pl	Ms alojada en Pl	Ms alojada en Pl	Ms alojada en Pl
Comentario	Borde	Nucleo	Borde	Nucleo	Borde	Nucleo	Nucleo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SiO_2	44.55	45.65	46.64	44.43	45.02	44.72	45.58	46.15	45.79	47.25	46.15	46.71	46.91	45.93	46.46	46.34	46.16	46.50
TiO_2	0.59	0.77	0.51	0.64	0.56	1.07	0.74	0.66	0.18	0.28	0.03	0.44	0.13	0.00	0.08	0.08	0.38	0.41
Al_2O_3	35.01	32.55	30.65	34.57	34.85	34.80	34.45	33.66	33.98	29.97	34.72	33.67	33.22	33.28	34.39	35.41	32.99	30.52
FeO	2.86	4.26	4.78	3.41	3.27	3.52	2.95	3.14	3.46	4.87	2.88	3.39	3.75	3.50	2.93	2.75	3.59	4.86
MnO	0.09	0.22	0.26	0.12	0.12	0.12	0.13	0.16	0.14	0.30	0.20	0.16	0.15	0.17	0.12	0.10	0.23	0.30
MgO	0.79	1.46	1.64	0.77	0.78	0.86	0.72	0.92	0.89	1.48	0.39	0.65	0.90	0.91	0.58	0.34	0.98	1.27
CaO	0.00	0.04	0.02	0.00	0.01	0.02	0.03	0.00	0.07	0.03	0.07	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00
Na_2O	0.53	0.40	0.26	0.52	0.75	0.89	0.29	0.73	0.42	0.13	0.17	0.30	0.20	0.27	0.31	0.38	0.30	0.19
K_2O	10.38	10.88	10.50	10.48	10.65	10.05	11.07	10.23	10.56	10.40	10.78	11.07	11.15	11.06	11.13	10.79	10.72	11.04
F	0.74	0.97	0.89	1.14	1.22	0.73	0.82	0.16	1.13	1.53	0.57	0.50	1.71	1.54	0.82	0.57	1.54	0.97
ZnO	0.10	0.00	0.15	0.06	0.15	0.03	0.00	0.06	0.10	0.01	0.01	0.08	0.15	0.08	0.05	0.01	0.04	0.04
Cl	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Cr_2O_3	0.00	0.03	0.02	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.06	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.08	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
Li2O*	3.23	3.55	3.83	3.20	3.37	3.28	3.53	3.69	3.59	4.01	3.69	3.85	3.91	3.63	3.78	3.75	3.70	3.79
H2O*	4.26	4.18	4.20	4.06	4.08	4.31	4.28	4.60	4.12	3.88	4.40	4.47	3.89	3.90	4.31	4.45	3.92	4.13
Subtotal	103.21	104.97	104.36	103.46	104.88	104.42	104.59	104.25	104.43	104.18	104.07	105.34	106.08	104.36	104.96	104.98	104.55	104.03
O=F,Cl	0.31	0.41	0.37	0.48	0.51	0.31	0.35	0.07	0.48	0.65	0.24	0.21	0.72	0.65	0.34	0.24	0.65	0.41
Total	102.90	104.56	103.99	102.98	104.36	104.11	104.24	104.18	103.96	103.53	103.83	105.13	105.36	103.71	104.62	104.74	103.90	103.62
Si	5.79	5.89	6.05	5.79	5.79	5.76	5.85	5.91	5.90	6.14	5.92	5.95	5.98	5.95	5.93	5.89	5.96	6.07
Al iv	2.21	2.11	1.95	2.21	2.21	2.24	2.15	2.09	2.10	1.86	2.08	2.05	2.02	2.05	2.07	2.11	2.04	1.93
Al vi	3.15	2.84	2.73	3.10	3.08	3.04	3.07	3.00	3.06	2.73	3.17	3.00	2.97	3.03	3.11	3.19	2.98	2.76
Ti	0.06	0.07	0.05	0.06	0.05	0.10	0.07	0.06	0.02	0.03	0.00	0.04	0.01	0.00	0.01	0.01	0.04	0.04
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.31	0.46	0.52	0.37	0.35	0.38	0.32	0.34	0.37	0.53	0.31	0.36	0.40	0.38	0.31	0.29	0.39	0.53
Mn	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03
Mg	0.15	0.28	0.32	0.15	0.15	0.17	0.14	0.18	0.17	0.29	0.07	0.12	0.17	0.18	0.11	0.06	0.19	0.25
Zn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Sn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ga	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Li*	1.69	1.84	2.00	1.68	1.74	1.70	1.82	1.90	1.86	2.09	1.91	1.97	2.00	1.89	1.94	1.92	1.92	1.99
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.13	0.10	0.07	0.13	0.19	0.22	0.07	0.18	0.11	0.03	0.04	0.07	0.05	0.07	0.08	0.09	0.07	0.05
K	1.72	1.79	1.74	1.74	1.75	1.65	1.81	1.67	1.74	1.72	1.76	1.80	1.81	1.83	1.81	1.75	1.76	1.84
OH*	3.70	3.60	3.63	3.53	3.50	3.70	3.67	3.93	3.54	3.37	3.77	3.80	3.31	3.37	3.67	3.77	3.37	3.60
F	0.30	0.40	0.37	0.47	0.50	0.30	0.33	0.07	0.46	0.63	0.23	0.20	0.69	0.63	0.33	0.23	0.63	0.40
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	19.24	19.42	19.46	19.26	19.35	19.28	19.32	19.36	19.35	19.46	19.31	19.40	19.45	19.41	19.39	19.33	19.38	19.49
Y total	5.39	5.53	5.66	5.39	5.41	5.41	5.43	5.51	5.50	5.70	5.49	5.53	5.59	5.51	5.50	5.49	5.54	5.60
X total	1.85	1.90	1.80	1.87	1.94	1.87	1.89	1.85	1.85	1.76	1.82	1.87	1.86	1.90	1.89	1.84	1.84	1.88
Al total	5.36	4.95	4.68	5.31	5.29	5.28	5.21	5.08	5.16	4.59	5.25	5.05	4.99	5.08	5.18	5.30	5.02	4.69
Fe/Fe+Mg	0.67	0.62	0.62	0.71	0.70	0.70	0.70	0.66	0.69	0.65	0.81	0.75	0.70	0.68	0.74	0.82	0.67	0.68

Tabla Anexo 6: Química mineral de las micas blancas de la facies de leucogranitos de Mesa del Palmar, suite Characato.

Batolito	Batolito de Achala											
Unidad	Suite Characato											
Facies	Mula Muerta											
Roca	CHA 14	CHA 14	CHA 14	CHA 14	CHA 14	CHA 14	CHA 14	CHA 14	CHA 14	CHA 14	CHA 14	CHA 14
Denominación	ms-14	ms-15r	ms-16	ms-27	ms-28r	ms-29	ms-21r	ms-22r	ms-23	ms-24	ms-25	ms-26
Mineral	Ms primaria intermedia			Ms intermedia clivaje paralelo Bt			Ms finas incluidas en Bt con clivaje cruzado					
Comentario	Nucleo	Borde	Borde	Nucleo	Borde	Borde	Nucleo	Nucleo	Nucleo	Borde	Borde	Borde
SiO_2	45.80	45.18	45.39	45.07	45.37	45.40	46.35	45.92	45.50	46.84	46.52	46.07
TiO_2	0.88	0.62	0.62	1.05	0.52	0.67	0.95	1.00	1.33	0.95	1.34	1.03
Al_2O_3	35.26	34.98	35.71	35.07	35.09	34.89	30.85	30.04	29.91	30.42	30.23	29.78
FeO	2.67	2.42	2.47	2.91	2.72	2.84	3.68	3.67	3.92	4.05	3.44	3.82
MnO	0.00	0.06	0.05	0.02	0.02	0.02	0.06	0.02	0.06	0.09	0.11	0.05
MgO	0.75	0.76	0.68	0.83	0.84	0.91	1.97	1.94	2.11	2.17	1.92	2.02
CaO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.03	0.00
Na_2O	0.77	0.43	0.93	0.88	0.68	0.58	0.22	0.17	0.19	0.16	0.13	0.16
K_2O	9.85	10.51	9.90	10.24	9.89	10.42	10.73	11.04	10.88	10.53	10.94	10.83
F	0.41	0.91	0.66	0.58	0.08	0.33	1.31	0.99	1.47	0.57	1.15	1.71
ZnO	0.11	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.11	0.03	0.11	0.10	0.06	0.00
Cl	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Cr_2O_3	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.00	0.04	0.06	0.00	0.02
NiO	0.05	0.03	0.01	0.00	0.10	0.02	0.00	0.00	0.05	0.07	0.00	0.00
Li2O*	3.59	3.41	3.47	3.38	3.47	3.48	3.75	3.63	3.51	3.89	3.80	3.67
H2O*	4.52	4.21	4.38	4.40	4.63	4.52	4.00	4.08	3.85	4.38	4.06	3.74
Subtotal	104.67	103.54	104.29	104.44	103.52	104.08	104.01	102.53	102.92	104.39	103.72	102.92
O=F,Cl	0.18	0.38	0.28	0.24	0.03	0.14	0.55	0.42	0.62	0.24	0.48	0.72
Total	104.49	103.16	104.01	104.20	103.48	103.94	103.46	102.11	102.30	104.15	103.24	102.19
Si	5.82	5.83	5.80	5.78	5.83	5.83	6.02	6.05	6.00	6.04	6.05	6.07
Al iv	2.18	2.17	2.20	2.22	2.17	2.17	1.98	1.95	2.00	1.96	1.95	1.93
Al vi	3.11	3.16	3.18	3.08	3.14	3.10	2.74	2.72	2.66	2.66	2.69	2.69
Ti	0.08	0.06	0.06	0.10	0.05	0.06	0.09	0.10	0.13	0.09	0.13	0.10
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe	0.28	0.26	0.26	0.31	0.29	0.30	0.40	0.40	0.43	0.44	0.37	0.42
Mn	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.14	0.15	0.13	0.16	0.16	0.17	0.38	0.38	0.42	0.42	0.37	0.40
Zn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
Sn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ga	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Li*	1.84	1.77	1.79	1.74	1.79	1.79	1.96	1.92	1.86	2.02	1.99	1.94
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na	0.19	0.11	0.23	0.22	0.17	0.14	0.05	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04
K	1.60	1.73	1.61	1.67	1.62	1.71	1.78	1.86	1.83	1.73	1.82	1.82
OH*	3.83	3.63	3.73	3.77	3.97	3.87	3.46	3.59	3.39	3.77	3.53	3.28
F	0.17	0.37	0.27	0.23	0.03	0.13	0.54	0.41	0.61	0.23	0.47	0.71
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	19.26	19.25	19.27	19.29	19.26	19.29	19.42	19.43	19.41	19.45	19.42	19.42
Y total	5.47	5.41	5.42	5.40	5.46	5.44	5.59	5.53	5.52	5.66	5.57	5.56
X total	1.79	1.84	1.85	1.89	1.79	1.85	1.83	1.90	1.88	1.79	1.85	1.86
Al total	5.29	5.32	5.38	5.30	5.31	5.28	4.72	4.67	4.65	4.62	4.63	4.62
Fe/Fe+Mg	0.67	0.64	0.67	0.66	0.65	0.64	0.51	0.51	0.51	0.51	0.50	0.51

Tabla Anexo 7: Química mineral de las micas blancas de la facies Mula Muerta, suite Characato.

Batolito	Batolito de Achala																
Unidad	Suite Characato																
Facies	Olaen																
Roca	Cha 40	Cha 40	Cha 40	Cha 40	Cha 40	Cha 40	Cha 40	Cha 40	Cha 40	Cha 40	Cha 40	Cha 40	Cha 40	Cha 40	Cha 40	Cha 40	Cha 40
Denominación	mica1	mica2	mica3	mica31	mica32	mica33	mica34	mica35	mica36	mica37	mica38	mica39	mica40	mica27	mica28	mica29	mica30
Mineral	Ms primaria intersticial intermedia			Ms fina primaria		Ms fina primaria		Ms intercrecida con Bt clivaje paralelo		Ms intercrecida con Bt clivaje cruzado		Ms intercrecida con Bt clivaje paralelo		Ms secundarias a partir de Pl			
Comentario	Margen	Nucleo	Borde	Nucleo	Borde	Nucleo	Borde	Margen	Margen	Margen	Nucleo	Nucleo	Margen	-	-	-	-
SiO_2	44.76	44.44	45.32	45.69	46.22	45.28	45.15	45.48	44.97	45.38	45.50	45.55	45.36	44.84	45.12	45.40	44.31
TiO_2	0.79	0.77	0.95	0.54	0.56	0.82	0.77	1.23	0.94	0.84	0.69	0.33	0.59	0.00	0.49	0.00	0.13
Al_2O_3	33.97	33.97	34.26	33.82	33.64	33.91	34.27	33.90	34.43	33.69	33.96	34.47	34.44	37.37	32.97	37.03	34.87
FeO	3.32	3.11	3.07	3.04	3.33	3.22	3.23	3.18	3.34	3.41	3.29	3.26	3.07	1.44	3.10	1.95	3.05
MnO	0.00	0.00	0.02	0.01	0.05	0.06	0.02	0.04	0.00	0.01	0.01	0.00	0.04	0.02	0.05	0.04	0.03
MgO	0.90	0.78	0.79	0.84	0.94	0.83	0.83	0.84	0.76	0.86	0.93	0.91	0.96	0.12	1.11	0.30	0.56
CaO	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.01	0.00	0.02	0.04	0.03	0.00	0.01
Na_2O	0.77	0.71	0.72	0.43	0.36	0.54	0.49	0.44	0.56	0.19	0.63	0.85	0.51	0.51	0.21	0.41	0.29
K_2O	10.52	10.28	9.85	10.67	10.69	10.60	10.63	10.39	10.42	10.92	10.44	10.04	10.42	10.86	11.19	10.81	10.89
F	0.33	0.57	0.16	0.33	0.65	0.33	0.16	0.98	0.16	0.82	0.33	1.13	1.07	0.08	1.14	0.41	0.00
ZnO	0.19	0.00	0.03	0.09	0.00	0.04	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.19	0.03
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00
Cr_2O_3	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00
NiO	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.10	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.03
Li2O*	3.29	3.20	3.45	3.56	3.71	3.44	3.41	3.50	3.35	3.47	3.51	3.52	3.47	3.32	3.40	3.48	3.16
H2O*	4.45	4.30	4.56	4.48	4.37	4.48	4.55	4.19	4.56	4.24	4.49	4.12	4.14	4.63	4.03	4.51	4.57
Subtotal	103.34	102.20	103.19	103.52	104.55	103.59	103.53	104.20	103.70	103.84	103.89	104.23	104.10	103.31	102.94	104.57	101.93
$O=F_2Cl$	0.14	0.24	0.07	0.14	0.28	0.14	0.07	0.41	0.07	0.35	0.14	0.48	0.45	0.04	0.48	0.18	0.00
Total	103.20	101.96	103.11	103.38	104.27	103.45	103.46	103.78	103.63	103.49	103.76	103.76	103.65	103.27	102.46	104.40	101.93
Si	5.82	5.83	5.85	5.90	5.92	5.86	5.84	5.86	5.81	5.88	5.87	5.86	5.85	5.76	5.91	5.78	5.82
Al iv	2.18	2.17	2.15	2.10	2.08	2.14	2.16	2.14	2.19	2.12	2.13	2.14	2.15	2.24	2.09	2.22	2.18
Al vi	3.03	3.09	3.07	3.05	3.01	3.03	3.06	3.00	3.05	3.02	3.03	3.09	3.08	3.41	3.01	3.33	3.22
Ti	0.08	0.08	0.09	0.05	0.05	0.08	0.07	0.12	0.09	0.08	0.07	0.03	0.06	0.00	0.05	0.00	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.36	0.34	0.33	0.33	0.36	0.35	0.35	0.34	0.36	0.37	0.35	0.35	0.33	0.15	0.34	0.21	0.33
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	0.17	0.15	0.15	0.16	0.18	0.16	0.16	0.16	0.15	0.17	0.18	0.17	0.18	0.02	0.22	0.06	0.11
Zn	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Sn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ga	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Li*	1.72	1.69	1.79	1.85	1.91	1.79	1.77	1.81	1.74	1.81	1.82	1.82	1.80	1.71	1.79	1.78	1.67
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Na	0.19	0.18	0.18	0.11	0.09	0.14	0.12	0.11	0.14	0.05	0.16	0.21	0.13	0.13	0.05	0.10	0.07
K	1.75	1.72	1.62	1.76	1.75	1.75	1.75	1.71	1.72	1.80	1.72	1.65	1.71	1.78	1.87	1.76	1.82
OH*	3.86	3.76	3.93	3.87	3.73	3.87	3.93	3.60	3.93	3.66	3.87	3.54	3.56	3.96	3.53	3.83	4.00
F	0.13	0.24	0.07	0.13	0.27	0.13	0.07	0.40	0.07	0.33	0.13	0.46	0.44	0.03	0.47	0.17	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	19.33	19.26	19.25	19.33	19.36	19.31	19.30	19.27	19.28	19.30	19.33	19.33	19.30	19.22	19.35	19.26	19.25
Y total	5.38	5.35	5.44	5.46	5.52	5.43	5.42	5.44	5.41	5.45	5.46	5.47	5.46	5.31	5.42	5.40	5.36
X total	1.94	1.90	1.80	1.87	1.84	1.89	1.88	1.82	1.87	1.85	1.88	1.86	1.84	1.91	1.93	1.86	1.90
Al total	5.21	5.26	5.22	5.15	5.08	5.17	5.22	5.15	5.24	5.14	5.16	5.23	5.23	5.66	5.09	5.56	5.40
Fe/Fe+Mg	0.67	0.69	0.69	0.67	0.67	0.68	0.69	0.68	0.71	0.69	0.66	0.67	0.64	0.87	0.61	0.78	0.75

Tabla Anexo 8: Química mineral de las micas blancas de la facies Olaen, suite Characato.

Batolito	Achala																						
Unidad	Suite Characato																						
Facies	Enclave en facies Olaen				Santa Sabina Leucogranito																		
Roca	Cha 40 IV	Cha 40 IV	Cha 40 IV	Cha 40 IV	SAB 1	SAB 1	SAB 1	SAB 1	SAB 1	SAB 1	SAB 1	SAB 1	SAB 1	SAB 1	SAB 1	SAB 1	SAB 1	SAB 1	SAB 1	SAB 1	SAB 1	SAB 1	SAB 1
Denominación	c1-mica-31	c1-mica-32	c3-mica-2	c3-mica-3	mica-1	mica-2r	mica-3	mica-23r	mica-24r	mica-25	mica-26r	mica-27	mica-4	mica-5	mica-6	mica-7r	mica-8	mica-32r	mica-33r	mica-34r	mica-35	mica-35r	mica-36r
Mineral	Ms fina asociada a opacos	Ms fina asociada a opacos	Ms fina clivaje cruzado Bt		Ms 1ria intermedia		Ms 1ria intermedia	Ms intermedia		Ms intermedia		Ms intermedia	Acumulacion de Ms finas					Ms fina en Pl	Ms fina en Pl	Ms fina en Pl	Ms fina en Pl	Ms fina en Pl	Ms fina en Pl
Comentario	Nucleo	Borde	Nucleo	Borde	Nucleo	Borde	Nucleo	Nucleo	Nucleo	Nucleo	Nucleo	Borde	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SiO_2	47.08	47.39	46.01	45.84	45.11	44.29	44.74	44.65	44.20	44.54	44.80	44.26	44.05	45.38	45.57	44.84	45.37	44.65	44.73	44.72	44.56	44.22	44.73
TiO_2	0.15	0.39	1.49	0.67	0.74	0.49	0.89	0.74	0.64	0.38	0.77	0.97	0.66	0.64	0.25	0.38	0.23	0.33	0.49	0.13	0.38	0.31	0.87
Al_2O_3	29.75	30.76	30.23	29.41	30.00	30.72	30.52	32.14	32.02	32.39	32.28	31.36	30.41	31.26	31.33	30.96	30.40	31.41	31.03	31.01	29.59	30.40	31.54
FeO	4.68	4.21	4.69	5.05	5.60	5.72	5.91	4.62	4.47	3.88	4.26	4.62	5.50	5.09	5.34	5.34	5.13	4.64	4.77	4.58	4.75	4.87	4.65
MnO	0.08	0.02	0.00	0.08	0.45	0.50	0.54	0.40	0.43	0.32	0.37	0.43	0.45	0.44	0.50	0.49	0.49	0.44	0.53	0.46	0.46	0.48	0.43
MgO	2.10	1.96	1.63	1.80	1.37	1.21	1.26	1.08	1.11	1.05	1.12	1.08	1.14	1.23	1.35	1.25	1.24	1.14	1.15	1.19	1.19	1.27	1.10
CaO	0.04	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.04	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Na_2O	0.14	0.22	0.35	0.22	0.36	0.32	0.33	0.30	0.29	0.32	0.47	0.37	0.27	0.36	0.35	0.23	0.28	0.21	0.17	0.27	0.24	0.25	0.22
K_2O	10.98	11.30	10.86	11.03	10.45	10.47	10.70	10.62	10.89	10.68	10.76	10.51	10.80	10.97	10.74	10.94	10.82	10.87	10.81	10.68	10.57	10.68	10.68
F	1.14	1.23	1.55	1.14	2.47	2.79	2.31	1.22	1.47	1.85	1.87	2.01	2.15	2.40	1.52	3.27	2.93	2.02	1.46	1.94	3.18	1.54	2.26
ZnO	0.04	0.01	0.07	0.01	0.00	0.13	0.13	0.14	0.00	0.00	0.12	0.04	0.17	0.10	0.00	0.00	0.21	0.00	0.17	0.00	0.06	0.09	0.25
Cl	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.04	0.00	0.00	0.01	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.04
NiO	0.02	0.02	0.00	0.05	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.05	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.06	0.03
Li2O*	3.96	4.05	3.65	3.60	3.39	3.16	3.29	3.26	3.13	3.23	3.31	3.15	3.09	3.47	3.53	3.32	3.47	3.26	3.29	3.28	3.24	3.14	3.29
H2O*	4.07	4.10	3.86	3.99	3.33	3.15	3.43	3.97	3.81	3.64	3.68	3.54	3.42	3.44	3.86	2.96	3.13	3.54	3.80	3.55	2.90	3.70	3.46
Subtotal	104.23	105.68	104.41	102.89	103.27	103.06	104.05	103.16	102.50	102.32	103.80	102.36	102.22	104.91	104.37	103.99	103.71	102.53	102.40	101.88	101.14	101.03	103.55
O=F,Cl	0.48	0.52	0.65	0.48	1.04	1.17	0.97	0.51	0.62	0.78	0.79	0.85	0.91	1.01	0.64	1.38	1.23	0.85	0.62	0.82	1.34	0.65	0.95
Total	103.75	105.16	103.76	102.41	102.23	101.89	103.07	102.64	101.88	101.54	103.02	101.51	101.31	103.89	103.73	102.61	102.47	101.68	101.78	101.06	99.80	100.38	102.60
Si	6.12	6.07	6.00	6.07	6.00	5.93	5.93	5.89	5.88	5.91	5.89	5.91	5.94	5.94	5.96	5.96	6.02	5.95	5.96	5.99	6.06	5.99	5.92
Al iv	1.88	1.93	2.00	1.93	2.00	2.07	2.07	2.11	2.12	2.09	2.11	2.09	2.06	2.06	2.04	2.04	1.98	2.05	2.04	2.01	1.94	2.01	2.08
Al vi	2.68	2.71	2.64	2.66	2.71	2.79	2.70	2.89	2.91	2.98	2.89	2.85	2.78	2.77	2.79	2.80	2.78	2.89	2.84	2.89	2.81	2.84	2.83
Ti	0.02	0.04	0.15	0.07	0.07	0.05	0.09	0.07	0.06	0.04	0.08	0.10	0.07	0.06	0.03	0.04	0.02	0.03	0.05	0.01	0.04	0.03	0.09
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.51	0.45	0.51	0.56	0.62	0.64	0.66	0.51	0.50	0.43	0.47	0.52	0.62	0.56	0.58	0.59	0.57	0.52	0.53	0.51	0.54	0.55	0.51
Mn	0.01	0.00	0.00	0.01	0.05	0.06	0.06	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05
Mg	0.41	0.37	0.32	0.36	0.27	0.24	0.25	0.21	0.22	0.21	0.22	0.21	0.23	0.24	0.26	0.25	0.25	0.23	0.23	0.24	0.24	0.26	0.22
Zn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02
Sn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ga	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Li*	2.07	2.09	1.92	1.92	1.82	1.70	1.75	1.73	1.68	1.73	1.75	1.69	1.68	1.83	1.86	1.77	1.85	1.75	1.76	1.77	1.77	1.71	1.75
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.05	0.09	0.06	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.12	0.10	0.07	0.09	0.09	0.06	0.07	0.06	0.04	0.07	0.06	0.06	0.06
K	1.82	1.85	1.81	1.86	1.77	1.79	1.81	1.79	1.85	1.81	1.80	1.79	1.86	1.83	1.79	1.85	1.83	1.85	1.84	1.83	1.83	1.84	1.80
OH*	3.53	3.50	3.36	3.52	2.96	2.82	3.03	3.49	3.38	3.22	3.22	3.15	3.08	3.01	3.37	2.62	2.77	3.15	3.38	3.18	2.63	3.34	3.05
F	0.47	0.50	0.64	0.48	1.04	1.18	0.97	0.51	0.62	0.78	0.78	0.85	0.92	0.99	0.63	1.37	1.23	0.85	0.62	0.82	1.37	0.66	0.95
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	19.55	19.57	19.44	19.49	19.41	19.38	19.42	19.34	19.34	19.32	19.37	19.31	19.38	19.45	19.46	19.42	19.45	19.37	19.37	19.38	19.36	19.37	19.34
Y total	5.69	5.66	5.54	5.57	5.55	5.50	5.52	5.47	5.41	5.43	5.45	5.42	5.44	5.53	5.58	5.51	5.55	5.47	5.49	5.48	5.46	5.46	5.48
X total	1.86	1.90	1.90	1.92	1.87	1.87	1.89	1.86	1.93	1.89	1.92	1.89	1.93	1.93	1.88	1.91	1.91	1.90	1.88	1.90	1.90	1.91	1.86
Al total	4.56	4.64	4.65	4.59	4.71	4.85	4.77	5.00	5.02	5.07	5.00	4.94	4.83	4.83	4.83	4.85	4.76	4.94	4.88	4.90	4.75	4.85	4.92
Fe/Fe+Mg	0.56	0.55	0.62	0.61	0.70	0.73	0.72	0.71	0.69	0.67	0.68	0.71	0.73	0.70	0.69	0.71	0.70	0.70	0.70	0.68	0.69	0.68	0.70

Tabla Anexo 9: Química mineral de las micas blancas de la facies Santa Sabina sur y el enclave en facies Olaen, suite Characato.

Batolito	Achala																					
Unidad	Suite Characato																					
Facies	Mula Muerta																					
Roca	CHA-14																					
Denominación	fsp-43	fsp-44	fsp-45	fsp-46	fsp-47r	fsp-48r	fsp-49r	fsp-50	fsp-51	fsp-52	fsp-53r	fsp-54	fsp-55	fsp-56	fsp-57	fsp-58	fsp-59r	fsp-60	fsp-70	fsp-71	fsp-72	fsp-73r
Mineral	Kfs	Fenocristal de Kfs			Plagioclasa grano medio				Exsolución			Pl fina incluida				Exsolución		Exsolución	Pl fina incluida			
Comentario		Borde	Nucleo	Borde															Borde	Nucleo	Nucleo	Borde
SiO_2	63.86	63.35	63.65	64.00	68.94	63.28	63.07	67.77	68.81	68.89	68.68	68.31	65.71	67.44	68.37	68.18	68.33	69.27	68.49	67.99	67.17	66.88
Al_2O_3	19.09	18.70	18.57	18.55	19.97	23.43	23.07	20.13	19.35	19.69	19.69	20.04	22.26	19.86	19.78	19.28	19.64	19.51	19.86	19.79	19.95	20.00
CaO	0.06	0.03	0.05	0.02	0.21	4.65	4.23	0.56	0.03	0.15	0.48	0.70	0.15	0.51	0.12	0.00	0.25	0.36	0.37	0.32	0.57	0.09
Na_2O	0.93	0.93	0.76	0.70	11.82	9.32	9.15	11.21	11.97	11.87	11.48	11.18	10.99	11.60	12.05	11.93	11.69	11.56	11.75	11.96	11.56	11.31
K_2O	16.02	15.60	15.75	15.97	0.12	0.07	0.16	0.06	0.08	0.08	0.08	0.11	0.00	0.13	0.05	0.05	0.08	0.09	0.03	0.05	0.09	0.39
MgO	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.04
TiO_2	0.00	0.00	0.13	0.16	0.18	0.10	0.10	0.10	0.00	0.13	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.05	0.10	0.00	0.00	0.03	0.00
BaO	0.72	0.00	0.00	0.26	0.10	0.41	0.00	0.15	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.41	0.00	0.05
SrO	0.01	0.19	0.09	0.00	0.01	0.02	0.08	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.00	0.00	0.04	0.10	0.00	0.02	0.00	0.04	0.05	0.00
FeO	0.06	0.05	0.03	0.00	0.01	0.02	0.03	0.03	0.01	0.00	0.01	0.02	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.03	0.01	0.04
MnO	0.01	0.01	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.03	0.02	0.08	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00
P_2O_5	0.50	0.21	0.21	0.27	0.30	0.08	0.14	0.06	0.00	0.09	0.05	0.04	0.04	0.06	0.00	0.03	0.04	0.00	0.15	0.00	0.11	0.00
Total	101.27	99.11	99.31	99.94	101.66	101.42	100.04	100.14	100.25	100.91	100.72	100.44	99.26	99.63	100.44	99.67	100.08	101.00	100.81	100.61	99.56	98.80
An	0.27	0.17	0.25	0.12	0.98	21.53	20.16	2.69	0.13	0.70	2.23	3.33	0.76	2.35	0.55	0.02	1.16	1.68	1.71	1.47	2.65	0.41
Ab	8.08	8.32	6.81	6.25	98.35	78.09	78.92	96.97	99.44	98.84	97.33	96.08	99.24	96.94	99.17	99.73	98.40	97.80	98.16	98.25	96.83	97.39
Or	91.65	91.51	92.95	93.63	0.67	0.38	0.92	0.34	0.44	0.46	0.44	0.59	0.00	0.71	0.28	0.25	0.44	0.52	0.14	0.29	0.52	2.20

Tabla Anexo 10: Química mineral de las feldespatos de la facies Mula Muerta, suite Characato.

Batolito	Achala												
Unidad	Suite Characato												
Facies	Santa Sabina Sur												
Roca	SAB-1												
Denominación	-fsp-12	-fsp-13	-fsp-14	-fsp-15	-fsp-16	-fsp-17r	-fsp-18	-fsp-19r	-fsp-20r	-fsp-28	-fsp-29	-fsp-30	-fsp-31
Mineral	Pl fina incluida		Feldespato alcalino intermedio							Perfil en Plagioclasa intermedia			
Comentario	Borde	Nucleo	Exsolución		Exsolución	Exsolución	Exsolución	Nucleo	Borde	Borde	Nucleo	Nucleo	Borde
SiO_2	68.27	68.26	67.78	66.85	68.12	67.51	67.89	64.27	64.01	67.85	68.33	67.24	68.23
Al_2O_3	19.33	19.03	19.32	19.64	19.37	19.89	19.49	18.28	18.54	19.44	19.33	20.12	18.97
CaO	0.16	0.04	0.23	0.19	0.30	0.25	0.21	0.01	0.00	0.34	0.23	0.24	0.16
Na_2O	11.62	11.67	11.72	12.10	11.38	11.44	11.78	0.83	0.90	11.73	11.45	11.57	11.45
K_2O	0.20	0.19	0.06	0.13	0.19	0.13	0.15	15.22	15.21	0.07	0.09	0.12	0.16
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.03
TiO_2	0.05	0.00	0.05	0.00	0.00	0.10	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08
BaO	0.00	0.20	0.00	0.05	0.31	0.00	0.46	0.31	0.41	0.31	0.46	0.00	0.00
SrO	0.11	0.00	0.00	0.00	0.06	0.07	0.11	0.06	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00
FeO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.04	0.03
MnO	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.02	0.05	0.00
P_2O_5	0.04	0.01	0.11	0.17	0.13	0.28	0.11	0.31	0.42	0.03	0.00	0.05	0.02
Total	99.79	99.44	99.31	99.14	99.90	99.68	100.19	99.42	99.58	99.79	99.97	99.46	99.12
An	0.76	0.19	1.07	0.83	1.40	1.17	0.96	0.07	0.02	1.56	1.09	1.12	0.76
Ab	98.16	98.74	98.61	98.48	97.55	98.09	98.21	7.62	8.27	98.08	98.42	98.23	98.33
Or	1.08	1.07	0.32	0.69	1.05	0.75	0.83	92.31	91.72	0.36	0.49	0.65	0.91

Tabla Anexo 11: Química mineral de las feldespatos de la facies Santa Sabina sur, suite Characato.

Batolito	Achala														
Unidad	Suite Characato														
Facies	Leucogranito Mesa del Palmar														
Roca	CHA-21														
Denominación	Ch21-1	Ch21-2	Ch21-3	Ch21-4r	Ch21-5	Ch21-6	Ch21-7	Ch21-8	Ch21-9	Ch21-10	Ch21-11	Ch21-12	Ch21-13	Ch21-14	Ch21-15
Mineral	Perfil en Plagioclasa					Perfil en feldespato alcalino								Plagioclasa media	
Comentario	Borde	Margen	Nucleo	Margen	Borde	Borde	Margen	Exsolución o reemplazo albitico				Margen	Borde	Nucleo	Nucleo
SiO_2	68.93	68.47	68.23	68.06	69.06	64.80	63.73	68.06	68.13	68.45	68.74	64.45	63.99	68.39	68.59
Al_2O_3	19.49	19.67	19.45	19.59	19.64	18.51	18.60	19.61	19.39	19.59	19.64	18.63	18.82	19.74	19.79
CaO	0.12	0.20	0.24	0.17	0.11	0.00	0.04	0.05	0.13	0.09	0.06	0.03	0.00	0.16	0.25
Na_2O	11.93	11.71	11.65	11.77	11.89	0.31	0.94	12.34	12.15	11.69	12.31	0.59	0.58	12.35	11.68
K_2O	0.07	0.07	0.10	0.11	0.05	16.16	15.55	0.06	0.04	0.09	0.16	16.40	16.11	0.05	0.10
MgO	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02
TiO_2	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00	0.10	0.00	0.26	0.00	0.00	0.00	0.00
SrO	0.00	0.00	0.06	0.13	0.10	0.00	0.08	0.02	0.04	0.08	0.00	0.11	0.07	0.07	0.04
FeO	0.01	0.04	0.01	0.05	0.05	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.05
MnO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00
P_2O_5	0.03	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.26	0.00	0.00	0.02	0.00	0.20	0.38	0.00	0.01
Total	100.59	100.29	99.75	99.98	100.92	100.01	99.31	100.20	100.00	100.00	101.26	100.45	99.97	100.78	100.53
An	0.6	0.9	1.1	0.8	0.5	0.0	0.2	0.2	0.6	0.4	0.3	0.2	0.0	0.7	1.2
Ab	99.0	98.7	98.3	98.6	99.2	2.8	8.4	99.5	99.2	99.1	98.9	5.2	5.2	99.0	98.3
Or	0.4	0.4	0.5	0.6	0.3	97.2	91.4	0.3	0.2	0.5	0.8	94.6	94.8	0.3	0.6

Tabla Anexo 12: Química mineral de las feldespatos de la facies de Leucogranitos de Mesa del Palmar, suite Characato.

Batolito	Achala																	
Unidad	Suite Characato																	
Facies	Olaen																	
Roca	CHA 40																	
Denominación	CHA40-25	CHA40-26	CHA40-48	CHA40-49	CHA40-50	CHA40-51	CHA40-52	CHA40-53	CHA40-54	CHA40-55	CHA40-56	CHA40-57	CHA40-58	CHA40-59	CHA40-60	CHA40-61	CHA40-62	CHA40-63
Mineral	Plagioclasa intermedia		Fenocristal de Feldespato Alcalino															
Comentario	Núcleo	Borde	Borde	Margen	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Pl fina incluida (borde)	Pl fina incluida (Núcleo)	Pl fina incluida (margen)	Pertita	Pl fina incluida (margen)	Pl fina incluida (borde)	Pertita	Pertita	Pertita	Pertita	Pertita
SiO_2	68.19	68.01	65.04	64.47	64.79	64.25	64.84	67.67	65.47	66.91	67.75	65.86	68.04	67.36	66.98	67.70	68.66	68.14
Al_2O_3	19.53	20.10	18.75	18.56	18.56	18.68	18.45	19.99	21.22	20.76	19.95	21.27	19.87	20.10	20.50	20.12	19.66	19.81
CaO	0.74	0.64	0.04	0.03	0.02	0.00	0.03	0.67	2.20	1.64	0.56	1.81	0.58	0.96	1.16	0.85	0.14	0.60
Na_2O	11.60	11.79	0.98	0.93	0.94	1.08	0.97	11.25	10.80	11.03	11.63	10.68	11.86	11.15	11.18	11.06	12.11	11.34
K_2O	0.08	0.08	14.94	14.50	14.95	14.93	15.15	0.08	0.10	0.04	0.17	0.24	0.17	0.12	0.10	0.04	0.02	0.09
MgO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
TiO_2	0.08	0.10	0.00	0.16	0.03	0.03	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.15
BaO	0.15	0.00	0.36	0.15	0.00	0.26	0.00	0.00	0.15	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.41	0.00	0.00
SrO	0.00	0.00	0.04	0.02	0.04	0.00	0.10	0.03	0.00	0.07	0.04	0.00	0.05	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00
FeO	0.02	0.00	0.03	0.00	0.01	0.05	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.03	0.06	0.11	0.00	0.02	0.03
MnO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03
P_2O_5	0.00	0.00	0.13	0.28	0.19	0.44	0.21	0.02	0.25	0.00	0.17	0.31	0.05	0.09	0.15	0.03	0.03	0.03
Total	100.38	100.75	100.31	99.11	99.54	99.73	99.77	99.72	100.37	100.49	100.34	100.33	100.65	99.83	100.22	100.33	100.70	100.22
An	3.37	2.89	0.19	0.15	0.12	0.01	0.13	3.17	10.06	7.57	2.55	8.45	2.60	4.50	5.39	4.08	0.65	2.81
Ab	96.19	96.67	9.02	8.87	8.73	9.87	8.83	96.39	89.38	92.19	96.51	90.24	96.46	94.83	94.04	95.66	99.25	96.70
Or	0.44	0.44	90.79	90.98	91.15	90.12	91.04	0.44	0.56	0.24	0.94	1.31	0.93	0.67	0.56	0.26	0.10	0.49

Tabla Anexo 13: Química mineral de las feldespatos de la facies de Olaen, suite Characato.

Batolito	Achala																	
Unidad	Suite Characato																	
Facies	Olaen																	
Roca	CHA 40																	
Denominación	CHA40-7	CHA40-8	CHA40-9	CHA40-10	CHA40-11	CHA40-12	CHA40-13	CHA40-14	CHA40-15	CHA40-16	CHA40-17	CHA40-18	CHA40-19	CHA40-20	CHA40-21	CHA40-22	CHA40-23	CHA40-24
Mineral	Fenocristal de Feldespato Alcalino							Plagioclasa intermedia gruesa (perfil)									Feldespato alcalino	
Comentario	Borde	Núcleo	Pl intermedia incluida	Margen	Pertita	Pertita	Pertita	Borde Ext	Margen	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Margen	Margen	Borde Ext	Borde	Borde
SiO_2	64.37	64.37	67.16	64.64	67.66	68.25	68.50	65.80	76.15	62.93	63.22	65.11	65.00	65.82	64.62	65.46	64.65	64.91
Al_2O_3	18.38	18.41	20.56	18.61	19.90	19.69	19.16	21.44	15.14	23.58	22.94	22.10	22.35	21.65	21.89	21.52	18.48	18.33
CaO	0.06	0.01	1.47	0.04	0.50	0.55	0.20	2.40	1.59	4.85	4.35	3.34	3.30	2.52	3.27	1.82	0.03	0.04
Na_2O	0.84	1.13	10.72	0.68	11.15	11.47	11.79	10.55	7.53	9.05	9.46	10.12	9.93	10.21	9.66	10.65	1.06	1.05
K_2O	15.05	15.06	0.10	15.76	0.14	0.11	0.12	0.20	0.06	0.12	0.16	0.10	0.09	0.15	0.17	0.20	14.36	14.82
MgO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
TiO_2	0.00	0.00	0.08	0.16	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
BaO	0.26	0.36	0.00	0.10	0.00	0.36	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26	0.00	0.00	0.00	0.05	0.10	0.00
SrO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.07	0.05	0.00	0.01	0.06	0.04	0.00	0.10	0.04	0.06	0.10	0.07	0.08
FeO	0.01	0.03	0.00	0.03	0.01	0.05	0.04	0.00	0.02	0.02	0.07	0.03	0.01	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00
MnO	0.02	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.06	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.03	0.00
P_2O_5	0.49	0.21	0.00	0.30	0.17	0.14	0.04	0.41	0.18	0.23	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.45	0.29	0.25
Total	99.46	99.58	100.15	100.37	99.52	100.75	99.90	100.81	100.68	100.85	100.55	101.06	100.90	100.47	99.67	100.28	99.12	99.48
An	0.31	0.04	7.00	0.21	2.38	2.58	0.91	11.04	10.40	22.70	20.09	15.34	15.43	11.90	15.61	8.53	0.17	0.22
Ab	7.76	10.20	92.44	6.17	96.84	96.78	98.44	87.84	89.14	76.64	79.06	84.09	84.05	87.24	83.45	90.33	10.05	9.66
Or	91.92	89.76	0.56	93.62	0.78	0.64	0.65	1.12	0.46	0.67	0.85	0.57	0.52	0.86	0.94	1.13	89.78	90.11

Tabla Anexo 14: Continuación de Tabla Anexo 13.

Batolito	Achala																			
Unidad	Suite Characato																			
Facies	Enclave en Facies Olaen																			
Roca	Cha 40 IV																			
Denominación	Ch40iv-12	Ch40iv-13	Ch40iv-14	Ch40iv-15	Ch40iv-16	Ch40iv-17	Ch40iv-18	Ch40iv-19	Ch40iv-19r2	Ch40iv-20r1	Ch40iv-20r2	Ch40iv-1	Ch40iv-2	Ch40iv-33	Ch40iv-34	Ch40iv-35	Ch40iv-36	Ch40iv-37	Ch40iv-38	Ch40iv-39
Mineral	Plagioclasa fina de matriz									Kfs de matriz		Kfs fino de matriz	Pl de matriz	Plagioclasa intermedia						
Comentario	Borde ext	Borde	Margen	Nucleo	Nucleo	Margen	Borde ext	Borde	Borde ext	Nucleo	Nucleo			Borde ext	Borde	Margen	Margen	Nucleo	Nucleo	Nucleo
SiO_2	68.66	62.91	61.12	66.83	62.45	61.82	63.96	63.46	66.23	64.19	64.71	64.67	63.28	63.64	62.65	62.63	62.59	63.07	62.48	62.88
Al_2O_3	20.13	23.20	24.53	21.06	23.48	23.99	23.14	23.01	21.21	18.53	18.43	18.48	21.99	22.72	23.94	23.66	23.88	23.62	23.58	23.63
CaO	0.53	4.19	5.39	1.69	4.35	5.18	3.94	3.75	1.91	0.01	0.00	0.00	3.69	3.68	4.98	4.68	4.59	4.53	4.70	4.61
Na_2O	11.85	9.53	8.71	11.09	9.19	8.54	9.72	9.74	10.88	0.84	0.93	0.98	9.25	9.55	8.79	9.13	8.87	9.16	8.93	9.61
K_2O	0.14	0.22	0.14	0.09	0.21	0.16	0.15	0.15	0.14	15.63	15.26	15.74	0.18	0.20	0.22	0.18	0.21	0.30	0.22	0.15
MgO	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
TiO_2	0.10	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.08	0.18	0.00
BaO	0.00	0.10	0.00	0.00	0.21	0.15	0.00	0.00	0.26	0.21	0.67	0.46	0.21	0.00	0.00	0.05	0.36	0.26	0.00	0.00
SrO	0.06	0.12	0.06	0.19	0.09	0.07	0.09	0.00	0.11	0.17	0.08	0.16	0.18	0.05	0.09	0.05	0.06	0.05	0.03	0.10
FeO	0.01	0.00	0.09	0.00	0.00	0.02	0.09	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.05	0.00	0.03	0.05	0.04
MnO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.05	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05	0.02	0.01
P_2O_5	0.06	0.13	0.12	0.00	0.16	0.12	0.05	0.06	0.12	0.18	0.04	0.06	0.19	0.14	0.01	0.21	0.19	0.16	0.09	0.10
Total	101.59	100.41	100.18	100.96	100.20	100.07	101.16	100.20	100.94	99.81	100.14	100.79	99.06	100.00	100.71	100.66	100.96	101.33	100.27	101.12
An	2.40	19.31	25.28	7.73	20.49	24.88	18.15	17.40	8.78	0.04	0.01	0.00	17.88	17.36	23.55	21.86	21.97	21.10	22.26	20.79
Ab	96.85	79.48	73.94	91.76	78.33	74.21	81.05	81.79	90.47	7.56	8.49	8.62	81.09	81.52	75.22	77.16	76.81	77.23	76.52	78.42
Or	0.75	1.21	0.78	0.51	1.18	0.91	0.80	0.80	0.75	92.40	91.50	91.38	1.04	1.12	1.24	0.98	1.22	1.67	1.22	0.79

Tabla Anexo 15: Química mineral de los feldespatos del enclave en la facies Olaen, suite Characato.

Batolito	Achala										
Unidad	Suite Characato										
Facies	Santa Sabina Sur			Mula Muerta			Enclave en Olaen		Olaen		
Roca	SAB-1			CHA-14			CHA-40 IV		CHA-40		
Denominación	SAP1-ap-9	SAP1-ap-10	SAP1-ap-11	ap-11	ap-12	ap-13	Ch40iv-ap-25r	Ch40iv-ap-26	Ap-C2-4	Ap-C2-5	Ap-C2-6
Mineral	Apatito	Apatito	Apatito	Apatitas	Apatitas	Apatitas	Apatito	Apatito	Apatito	Apatito	Apatito
Comentario											
F	4,97	4,49	3,40	2,39	3,71	4,70	4,36	4,25	5,05	4,18	5,25
MgO	0,00	0,00	0,00	0,12	0,06	0,07	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Al_2O_3	0,03	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
CaO	52,61	51,91	52,58	51,75	52,44	51,94	51,62	54,59	52,85	54,20	54,37
TiO_2	0,00	0,00	0,00	0,05	0,03	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	2,03	2,51	2,08	2,07	2,05	2,54	0,40	0,23	1,52	1,01	1,03
SrO	0,11	0,11	0,03	0,00	0,00	0,10	0,15	0,00	0,01	0,08	0,01
FeO	0,16	0,27	0,24	0,91	0,69	0,68	0,11	0,29	0,25	0,22	0,20
P_2O_5	41,75	41,06	41,58	41,59	40,69	41,18	45,10	43,04	41,38	41,19	40,83
Y_2O_3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	101,66	100,35	99,92	98,88	99,68	101,42	101,73	102,42	101,08	100,90	101,70

Tabla Anexo 16: Química mineral de las apatitas en la suite Characato.

Batolito	Vinquis							
Unidad	Granitos fuertemente peraluminsos							
Facies	Facies Db				Facies A		Facies B	
Roca	VIN-20				VIN-34		VIN-2	
Denominación	Vin20-C5-Ap1	Vin20-C5-Ap2 corr	Vin20-C5-Ap3 corr	n20-ca.C6-Ap1 ac	Vin34-C12-Ap1	Vin34-C12-Ap2	VIN2-Ap - 27	VIN2-Ap - 3
Mineral	Apatito	Apatito	Apatito	Apatito	Apatito	Apatito	Apatito	Apatito
Comentario								
F	4,63	4,77	4,73	3,69	4,75	4,90	3,87	3,31
MgO	0,03	0,03	0,01	0,04	0,06	0,02	0,04	0,04
Al_2O_3	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	52,09	51,35	52,39	50,39	53,84	54,29	51,76	51,91
TiO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	2,52	2,38	2,26	3,07	0,61	0,46	3,20	3,09
SrO	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0,40	0,41	0,36	0,55	0,20	0,22	0,74	0,70
P_2O_5	39,29	37,88	38,56	38,95	39,83	39,95	40,06	40,63
Y_2O_3	0,40	0,45	0,24	0,07	0,20	0,16		
Total	99,54	97,50	98,75	97,67	99,60	99,99	99,80	99,80

Tabla Anexo 17: Química mineral de las apatitas en el batolito de Vinquis.

Batolito	Achala													Vinquis	
Unidad	Suite Characato													fuertemente peraluminsos	
Facies	Enclave en facies Olaen								Mula Muerta					Facies B	
Roca	CHA-40 IV								CHA-14					VIN-6	
Denominación	CHAiv-27	CHAiv-28	CHAiv-29	CHAiv-30	CHAiv-C3-6	CHAiv-C3-7	CHAiv-C3-8	CHAiv-C3-5	Ox-4	Ox-5r	Ox-6r	Ox-7	Ox-9	VIN-6-ilm5	VIN-6-ilm
Mineral	Opaco fenocristal				Asociacion de rutilo e ilmenita			Ilmenita	Ilmenita					Ilmenita	
Comentario	Magnetita				Ilmenita	Titanomag	Rutilo	Asociado Bt	Borde ext de rutilo	Borde	Nucleo	Borde	Nucleo		
MgO	0,88	0,55	0,76	0,02	0,00	0,01	0,03	0,04	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	bdl	bdl
Al_2O_3	0,10	0,01	1,34	0,06	0,02	4,56	0,04	0,04	1,11	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02
SiO_2	3,30	4,45	4,32	0,01	0,02	0,04	0,04	0,02	0,48	0,00	0,01	0,02	0,02	0,05	0,03
V_2O_3	0,03	0,01	0,02	0,01	0,00	0,19	1,11	-	1,03	0,68	0,73	0,48	0,66	-	-
TiO_2	0,00	0,03	0,00	0,01	51,61	14,20	92,40	51,57	97,19	53,84	58,72	54,15	53,59	51,46	52,83
CaO	0,12	0,11	0,12	0,02	0,03	0,12	0,06	0,03	0,15	0,03	0,01	0,01	0,02	bdl	0,12
ZnO	0,00	0,02	0,10	0,07	0,11	0,01	0,00	0,15	0,01	1,44	0,30	1,37	1,65	2,52	15,09
MnO	0,04	0,09	0,04	0,00	8,05	0,74	0,04	5,83	0,11	13,59	4,74	12,26	12,27	4,97	5,96
NiO	0,02	0,07	0,00	0,06	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,03	0,02	0,00	bdl	0,08
FeO	75,44	75,78	72,84	91,79	40,06	71,76	3,66	43,04	0,62	32,00	34,53	33,13	33,69	38,38	20,96
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	bdl	0,11
Sc_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00		
Total	79,9207	81,1272	79,5471	92,0674	99,9324	91,64	97,4371	100,7231	100,73	101,65	99,12	101,46	101,93	97,23	95,15

Tabla Anexo 18: Química mineral de las minerales opacos medidos en ambos batolitos.

Batolito	Vinquis									
Unidad	Granitos fuertemente peraluminsos									
Facies	Facies A									
Roca	VIN-34									
Denominación	Vin34-ksp-C13-28	Vin34-ksp-C13-27	Vin34-ksp-C13-26	Vin34-ksp-C11-22	Vin34-ksp-C11-21	Vin34-ksp-C11-20	Vin34-ksp-C11-19	Vin34-ksp-C11-18	Vin34-ksp-C11-17	Vin34-ksp-C11-16
Mineral	Pl fina			Pl media a gruesa						
Comentario	Borde	Borde	Nucleo	Borde ext	Borde	Borde	Borde	Borde	Nucleo	Nucleo
SiO_2	67,71	67,89	64,98	68,17	66,07	65,28	65,83	65,78	63,91	62,38
Al_2O_3	20,44	20,23	21,89	20,75	21,85	21,94	22,17	21,86	23,01	23,67
CaO	0,58	0,41	2,22	0,85	1,80	2,35	1,94	1,90	3,49	4,44
Na_2O	10,95	10,67	9,88	10,77	10,08	9,73	10,37	10,00	9,42	8,75
K_2O	0,13	0,13	0,16	0,12	0,13	0,16	0,12	0,22	0,25	0,20
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO_2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0,14	bld	0,19	0,37	0,14	0,14	0,37	bld	bld	bld
SrO	bld	bld	bld	bld	bld	bld	bld	bld	bld	bld
FeO	bld	0,02	bld	0,01	0,00	0,07	bld	bld	0,08	bld
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P_2O_5	0,07	0,07	0,27	0,03	0,38	0,25	0,27	0,32	0,19	0,18
Total	99,95	98,88	99,51	101,06	100,30	99,93	101,03	99,68	99,96	99,33
An	2,83	2,05	10,95	4,13	8,93	11,66	9,28	9,38	16,74	21,63
Ab	96,43	97,17	88,09	95,17	90,33	87,37	90,03	89,35	81,81	77,18
Or	0,74	0,78	0,96	0,70	0,75	0,97	0,69	1,27	1,45	1,18

Tabla Anexo 19: Química mineral de plagioclasas en la facies A del batolito de Vinquis.

Batolito									
Unidad									
Facies	Facies Db								
Roca	VIN-20								
Denominación	Vin20-pl-C1-2	Vin20-pl-C1-3	Vin20-ksp-C6-12	Vin20-ksp-C6-11	Vin20-ksp-C6-10	Vin20-ksp-C6-9	Vin20-ksp-C6-8	Vin20-ksp-C6-7	Vin20-ksp-C6-6
Mineral	Pl fina a media		Pl gruesa						
Comentario	Nucleo	Borde	Borde	Borde	Nucleo	Nucleo	Nucleo	Borde	Borde
SiO_2	65,36	67,96	64,22	64,43	65,22	64,34	64,44	64,36	64,21
Al_2O_3	22,57	19,93	22,61	22,70	21,95	22,60	22,25	22,69	22,70
CaO	2,54	0,22	3,00	2,88	2,13	2,69	2,67	2,96	2,84
Na_2O	9,87	10,93	9,42	9,15	9,84	9,38	9,21	9,40	9,28
K_2O	0,19	0,22	0,42	0,43	0,39	0,41	0,45	0,44	0,38
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO_2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	bld	bld	0,09	bld	0,28	0,33	bld	0,23	bld
SrO	bld	bld	bld	bld	bld	bld	bld	bld	bld
FeO	0,01	0,03	0,03	bld	0,01	0,04	0,02	0,02	0,01
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P_2O_5	0,17	0,03	0,23	0,25	0,32	0,23	0,21	0,22	0,25
Total	100,30	99,03	99,97	99,45	100,09	99,95	99,16	100,17	99,42
An	12,30	1,06	14,62	14,44	10,45	13,34	13,43	14,43	14,13
Ab	86,61	97,64	82,96	83,01	87,27	84,26	83,86	83,02	83,62
Or	1,10	1,29	2,42	2,54	2,28	2,40	2,71	2,55	2,25

Tabla Anexo 20: Química mineral de las plagioclasas en la facies Db del batolito de Vinquis.

Batolito											
Unidad											
Facies	Facies B										
Roca	VIN-6										
Denominación	VIN-6 - Pl 19	VIN-6 - Pl 20	VIN-6 - Pl 21	VIN-6 - Pl 22	VIN-6 - Pl 29	VIN-6 - Pl 30	VIN-6 - Pl 3	VIN-6 - Pl 4	VIN-6 - Pl 5	VIN-6 - Pl 6	VIN-6 - Pl 7
Mineral	Pl media				Pl fina		Pl gruesa				
Comentario	Borde	Nucleo	Nucleo	Borde			Borde	Borde	Nucleo	Nucleo	Borde
SiO_2	68,17	66,19	66,51	67,72	67,76	65,79	66,21	66,24	65,16	64,86	66,09
Al_2O_3	20,37	21,23	21,18	20,51	20,48	22,09	20,98	20,95	21,59	21,83	20,89
CaO	0,62	1,34	1,65	1,11	0,47	0,47	1,51	1,50	2,07	2,05	1,43
Na_2O	11,54	10,71	10,95	11,18	11,46	10,37	10,70	10,56	10,33	10,44	10,75
K_2O	0,18	0,23	0,19	0,19	0,10	0,05	0,18	0,23	0,25	0,20	0,24
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO_2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	bld	bld	bld	0,02	0,06	bld	bld	bld	bld	bld	bld
SrO	0,03	bdl	0,02	0,02	0,06	0,05	0,04	0,05	0,02	0,00	0,02
FeO	0,01	0,03	0,03	0,03	0,00	-0,01	0,04	0,00	-0,03	0,04	0,02
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P_2O_5	0,19	0,20	0,30	0,20	0,04	0,12	0,04	0,05	0,28	0,24	0,16
Total	101,06	99,87	100,71	100,98	100,41	98,90	99,68	99,56	99,63	99,65	99,52
An	2,86	6,40	7,62	5,12	2,21	2,43	7,15	7,20	9,84	9,69	6,76
Ab	96,15	92,28	91,36	93,82	97,26	97,28	91,87	91,47	88,72	89,20	91,91
Or	0,99	1,33	1,03	1,05	0,54	0,30	0,99	1,33	1,44	1,11	1,32

Tabla Anexo 21: Química mineral de las plagioclasas en la facies B del batolito de Vinquis.

Batolito											
Unidad											
Facies	Facies B										
Roca	VIN-2										
Denominación	pl44	pl47	pl45	pl47	pl48	pl5	pl6	pl7	pl8 o Kfs	pl14	pl15
Mineral	Albitización										
Comentario	Plagioclasa reemplazando a feldespato potásico										
SiO_2	68.16	68.25	68.55	68.25	68.22	68.77	69.32	69.04	68.26	69.44	69.04
Al_2O_3	20.26	19.95	20.11	19.95	19.86	19.85	19.94	20.02	19.99	20.01	19.91
CaO	0.17	0.30	0.28	0.30	0.27	0.06	0.06	0.10	0.05	0.06	0.20
Na_2O	11.01	11.28	10.99	11.28	11.18	11.27	11.07	11.28	10.24	11.16	11.14
K_2O	0.17	0.19	0.05	0.19	0.20	0.12	0.05	0.15	1.14	0.16	0.13
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO_2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SrO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0.00	0.03	0.00	0.03	0.02	0.04	0.04	0.01	0.04	0.04	0.00
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P_2O_5	0.13	0.11	0.08	0.11	0.05	0.03	0.00	0.03	0.03	0.03	0.10
Total	99.89	100.11	100.06	100.11	99.80	100.14	100.48	100.63	99.76	100.89	100.52
An	0.84	1.45	1.36	1.45	1.29	0.28	0.29	0.48	0.26	0.27	0.97
Ab	98.19	97.50	98.36	97.50	97.55	99.01	99.40	98.66	92.95	98.79	98.29
Or	0.97	1.05	0.28	1.05	1.17	0.71	0.31	0.86	6.79	0.94	0.75

Tabla anexo 22: continuación de tabla anterior.

Batolito	Vinquis								
Unidad	Granitos fuertemente peraluminosos								
Facies	Facies Db			Facies A					
Roca	VIN-20			VIN-34					
Denominación	-ksp-C3-5	kfs-C1-1 (antes 3)	-kfs-C1-4	-ksp-C9-13	-ksp-C9-14	-ksp-C9-15	-ksp-C13-23	-ksp-C13-24	-ksp-C13-25
Mineral									
Comentario									
SiO_2	64.19	63.96	64.49	63.30	63.35	63.96	64.30	64.55	64.46
Al_2O_3	19.10	19.26	18.97	18.84	18.87	18.88	18.79	19.04	19.43
CaO	0.02	0.01	0.01	0.04	0.00	bdl	0.01	0.00	0.06
Na_2O	1.70	1.08	0.91	0.86	0.68	0.69	0.85	1.10	0.83
K_2O	14.01	14.67	15.30	15.22	15.67	15.38	15.37	14.73	15.52
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO_2									
BaO	0.14	bdl	bdl	0.05	bdl	0.38	0.42	0.28	0.33
SrO	bdl	0.05	bdl	bdl	bdl	bdl	0.04	bdl	0.03
FeO	0.03	0.00	0.05	0.00	bdl	0.00	0.03	bdl	0.00
MnO									
P_2O_5	0.37	0.42	0.34	0.57	0.45	0.44	0.22	0.18	0.17
Total	99.47	99.03	99.84	98.75	98.83	99.61	99.96	99.71	100.80
An	0.11	0.06	0.06	0.20	0.00	0.00	0.05	0.00	0.27
Ab	15.53	10.02	8.29	7.85	6.17	6.37	7.77	10.21	7.50
Or	84.35	89.93	91.65	91.95	93.83	93.79	92.19	89.79	92.23

Tabla anexo 23: Química mineral de los feldespatos alcalinos en la facies A y Db del batolito de Vinquis.

Batolito	Vinquis				
Unidad	Granitos fuertemente peraluminosos				
Facies	Facies B				
Roca	VIN-6				
Denominación	- Kfs 31	- Kfs 32	- Kfs 33	- Kfs 34	Kfs 8
Mineral					
Comentario					
SiO_2	63.83	65.00	65.45	64.90	63.92
Al_2O_3	19.43	18.90	19.02	18.95	18.86
CaO	0.02	bdl	0.04	0.01	0.03
Na_2O	1.07	1.13	1.39	1.35	1.07
K_2O	14.87	14.63	14.40	14.69	14.89
MgO	-	-	-	-	-
TiO_2					
BaO	0.02	0.11	0.06	0.08	0.05
SrO	bdl	bdl	bdl	0.05	bdl
FeO	bdl	0.02	bdl	0.05	0.03
MnO					
P_2O_5	0.32	0.27	0.27	0.24	0.23
Total	99.54	100.01	100.59	100.31	99.08
An	0.09	0.00	0.19	0.04	0.16
Ab	9.87	10.53	12.75	12.25	9.84
Or	90.03	89.56	87.05	87.71	90.00

Tabla anexo 24: Química mineral de los feldespatos alcalinos en la facies B del batolito de Vinquis.

Batolito	Vinquis													
Unidad	Granitos fuertemente peraluminosos													
Facies	Facies B													
Roca	VIN-2													
Denominación	Kfs16	KSP17	Kfs18	Kfs19	Kfs20	Kfs49	Kfs9	Kfs10	Kfs11	Kfs12	Kfs13	Kfs4	KFS28	Kfs46
Mineral														
Comentario														
SiO_2	65,22	65,28	64,58	65,13	65,09	65,20	64,54	65,83	64,67	65,31	64,92	65,05	64,74	65,19
Al_2O_3	18,98	19,00	19,29	19,01	19,02	18,92	18,77	19,40	19,29	19,22	19,16	19,02	18,80	18,96
CaO	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,06	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Na_2O	1,07	1,06	1,14	1,24	1,21	1,30	0,22	0,81	0,90	1,12	0,91	0,89	1,20	1,05
K_2O	15,38	15,23	14,64	14,59	14,71	15,05	16,29	15,22	15,39	14,99	15,31	14,99	15,09	15,14
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO_2														
BaO	0,00	0,00	0,28	0,42	0,00	0,32	0,00	0,78	0,14	0,23	0,60	bdl	0,05	0,56
SrO	bdl	bdl	bdl	bdl	0,04	bdl	bdl	0,03	0,02	0,08	0,01	0,01	0,00	0,03
FeO	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,06	0,06	0,00	0,00	0,01	0,17	0,00	0,00
MnO														
P_2O_5	0,32	0,29	0,26	0,23	0,26	0,22		0,21	0,19	0,19	0,23	0,26	0,25	0,22
Total	101,05	100,86	100,20	100,64	100,34	101,07	99,95	102,41	100,62	101,14	101,15	100,40	100,12	101,14
An	0,00	0,00	0,04	0,08	0,06	0,09	0,00	0,29	0,11	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
Ab	9,57	9,56	10,59	11,46	11,08	11,58	1,97	7,45	8,19	10,17	8,29	8,24	10,76	9,49
Or	90,43	90,44	89,37	88,46	88,87	88,33	98,03	92,27	91,71	89,83	91,71	91,72	89,24	90,51

Tabla anexo 25: Química mineral de los feldespatos alcalinos en la facies B del batolito de Vinquis.

Batolito	Vinquis														
Unidad	Granitos fuertemente peraluminosos														
Facies	Facies B														
Roca	VIN-2														
Denominación	Grt34	Grt39	grt43	grt35	grt36	grt37	grt38	grt40	grt41	grt42	Grt29	grt31	30	grt32	grt33
Mineral	Granate Grueso										Granate Medio				
Comentario	Borde	Nucleo	Borde ext	Borde	Borde	Nucleo	Nucleo	Nucleo	Nucleo	Nucleo	Nucleo	Nucleo	Borde	Borde	Borde ext
SiO_2	35,89	35,88	35,75	36,05	35,71	35,64	35,64	35,75	35,74	36,11	35,85	35,77	35,57	35,83	36,08
TiO_2	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,06	0,00	0,11	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3	21,90	21,98	21,96	21,88	21,89	21,96	21,95	21,95	21,96	21,88	21,85	21,92	22,00	21,98	21,65
FeO	26,78	25,45	27,62	27,27	26,72	25,47	25,64	25,03	24,86	25,36	26,08	26,48	26,87	27,03	26,97
MnO	15,86	17,73	14,98	14,97	16,07	17,19	17,63	17,67	17,67	17,83	16,29	16,25	15,68	15,36	15,46
MgO	0,92	0,69	0,99	0,92	0,88	0,78	0,79	0,75	0,71	0,73	0,85	0,87	0,94	0,87	0,95
CaO	0,29	0,29	0,34	0,30	0,31	0,33	0,28	0,30	0,37	0,36	0,31	0,32	0,32	0,31	0,29
Na_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	101,62	102,01	101,62	101,48	101,58	101,36	101,99	101,45	101,40	102,27	101,26	101,68	101,38	101,37	101,40
Alm	59,72	56,54	61,41	61,33	59,43	57,00	56,64	56,05	55,88	56,13	58,63	58,98	59,92	60,69	60,30
And	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Gross	0,81	0,81	0,96	0,86	0,89	0,94	0,78	0,86	1,06	1,03	0,88	0,91	0,91	0,88	0,83
Pyrope	3,64	2,74	3,91	3,70	3,49	3,09	3,12	3,01	2,85	2,87	3,42	3,46	3,75	3,49	3,77
Spess	35,83	39,91	33,73	34,11	36,19	38,97	39,45	40,08	40,22	39,97	37,08	36,65	35,42	34,94	35,00
Uvaro	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabla anexo 26: Química minera d e los granates.

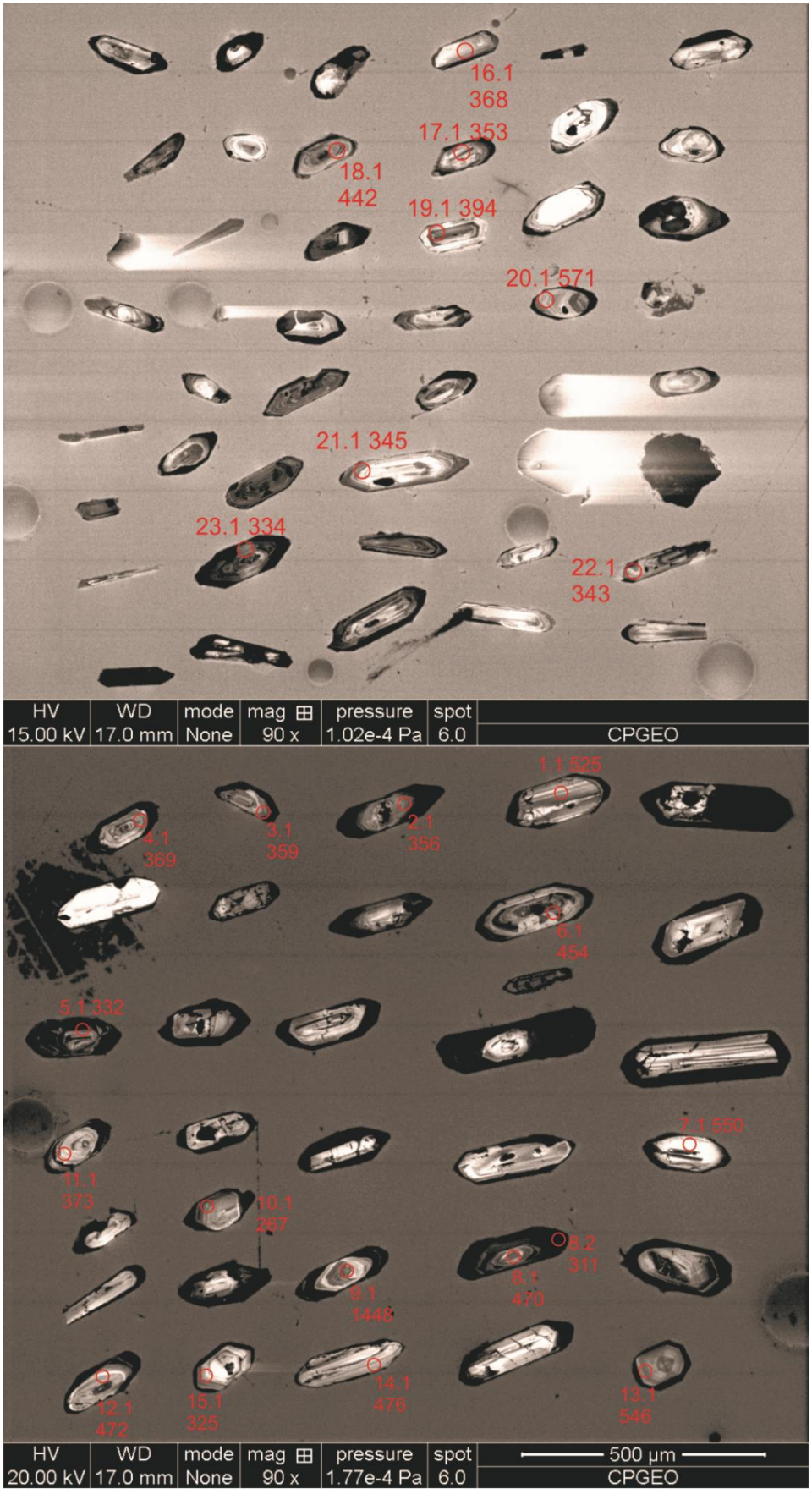


Figura Anexo 1: Imagen de catodoluminiscencia de los circones analizados en la muestra VIN-1 (facies B, batolito de Vinquis), con el nombre del spot y la edad $^{206}Pb/^{238}U$ en Ma.

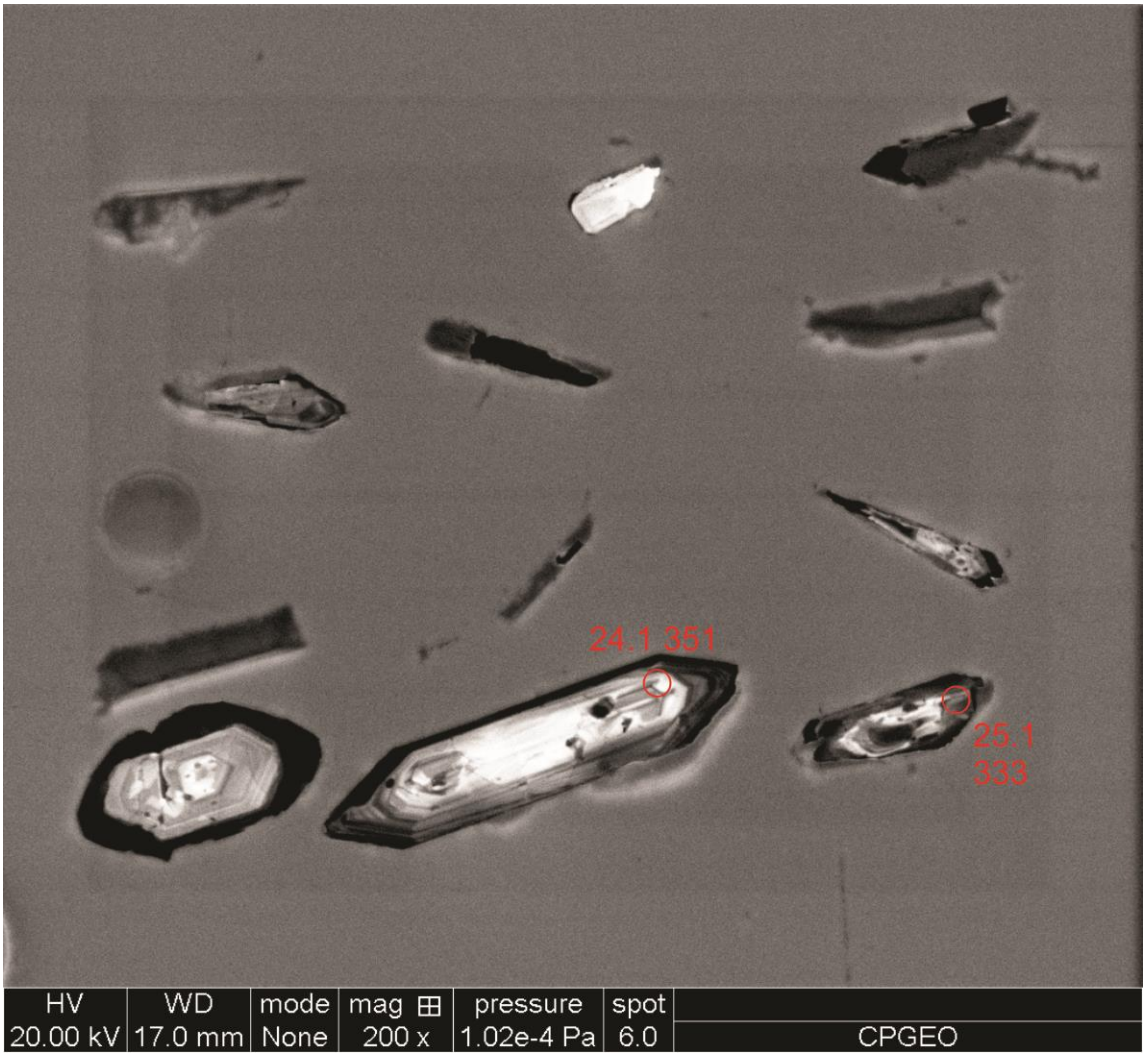


Figura Anexo 2: continuación de la anterior.



Figura Anexo 3: Imagen de catodoluminiscencia de los circones analizados en la muestra CHA-14 (facies Mula Muerta), con el nombre del spot y la edad $^{206}Pb/^{238}U$ en Ma.

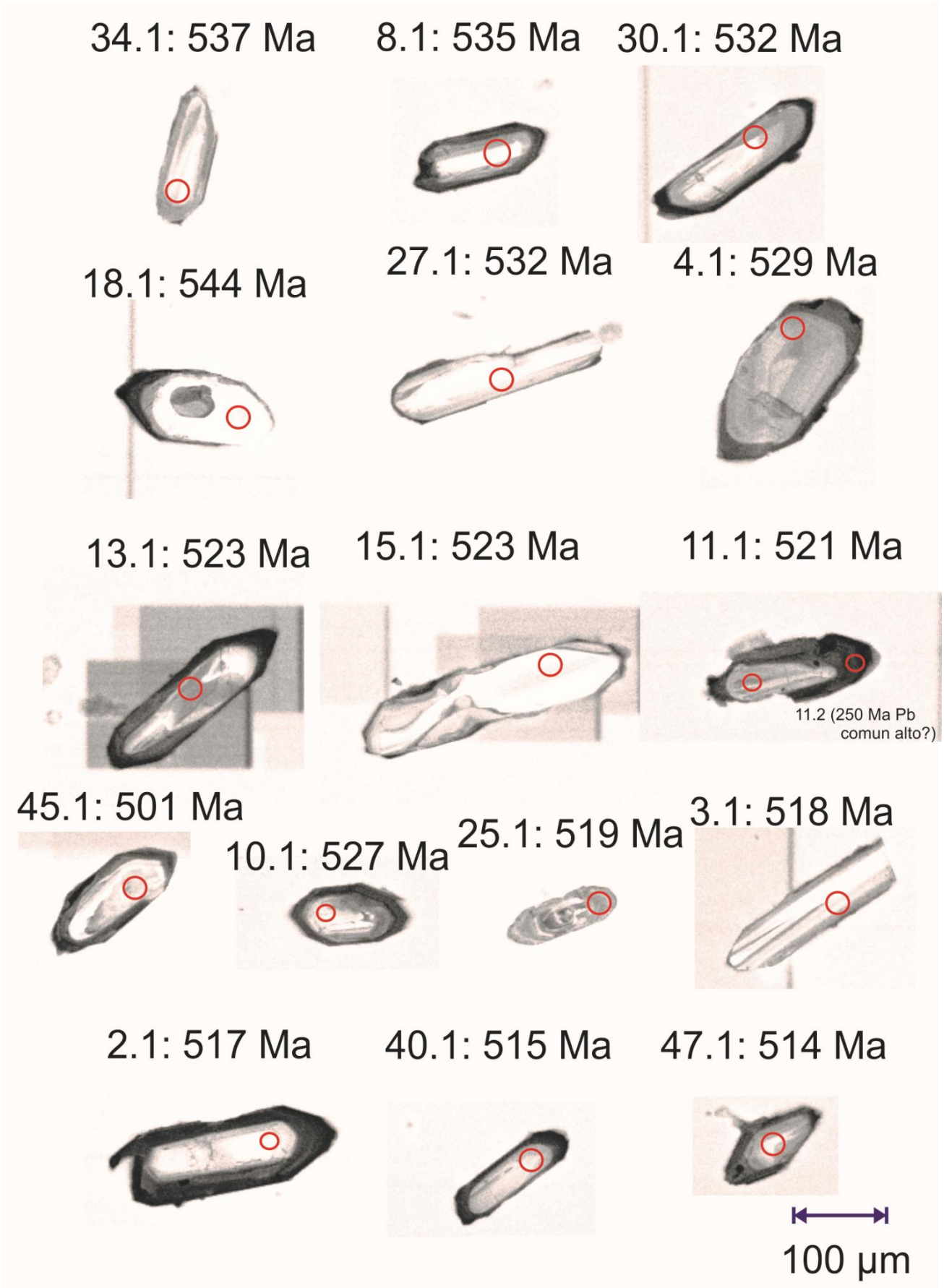


Figura Anexo 4: continuación de la anterior.

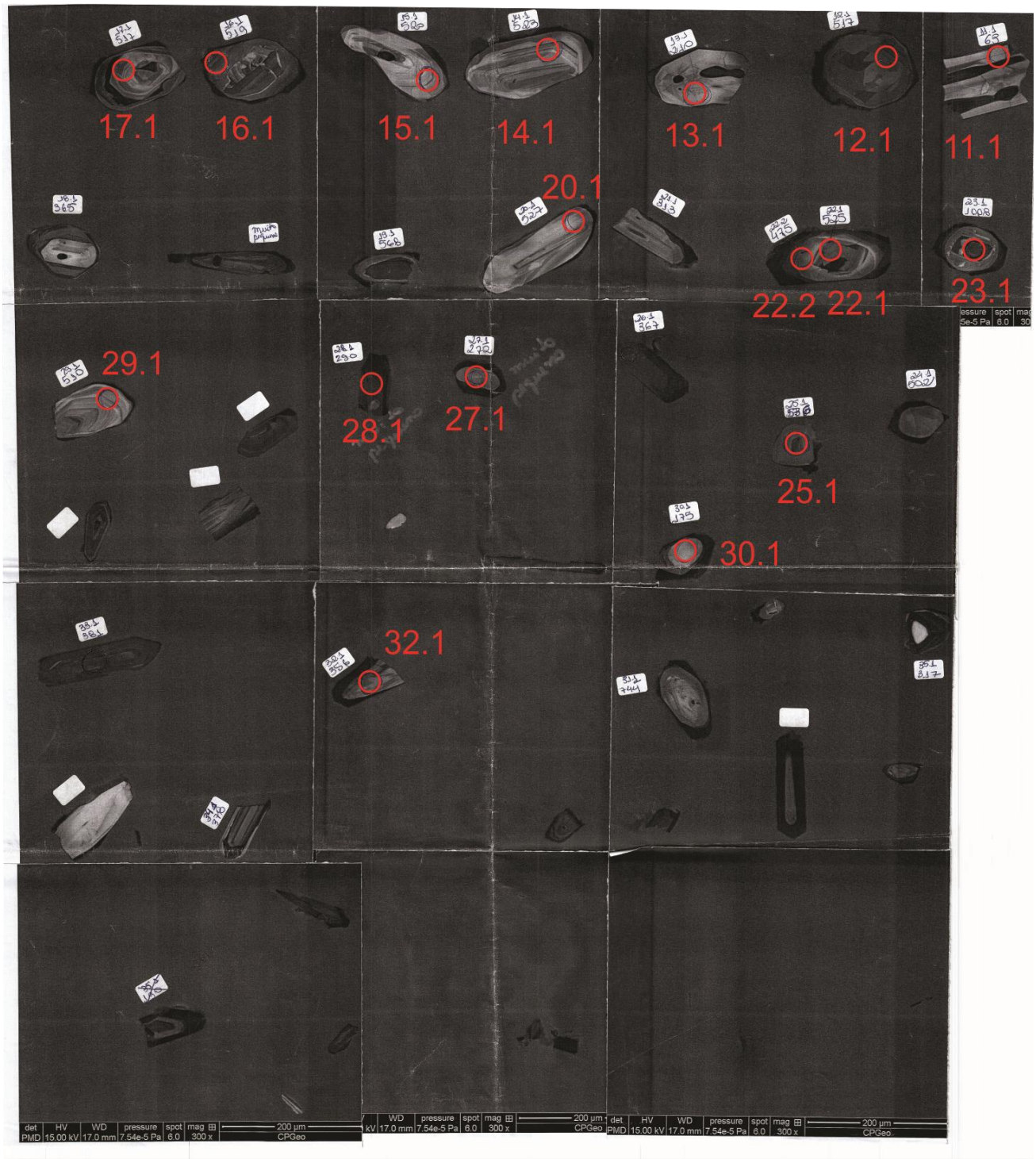


Figura Anexo 5: Imagen de catodoluminiscencia de los circones analizados en la muestra CHA-21 (facies Leucogranito Mesa del Palmar, suite Characato), con el nombre del spot.

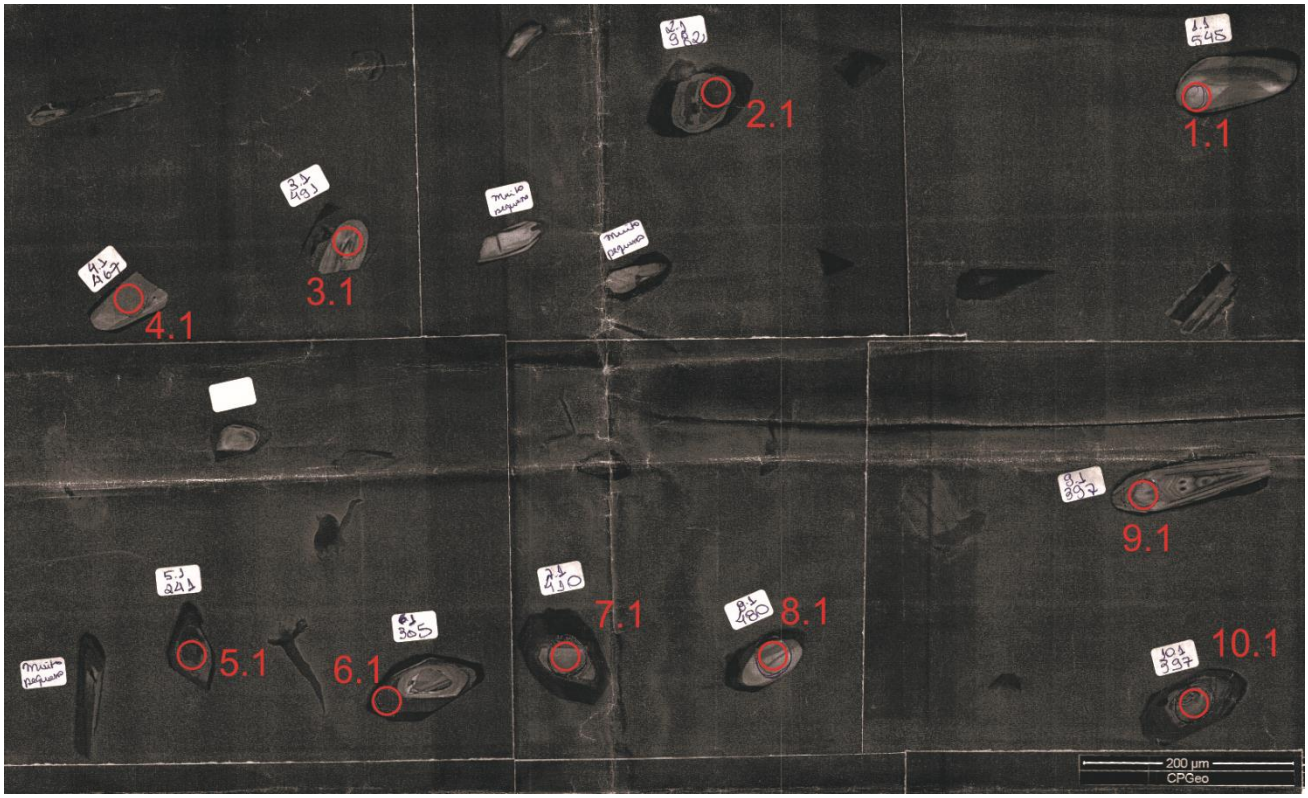


Figura Anexo 6: continuación de la anterior.

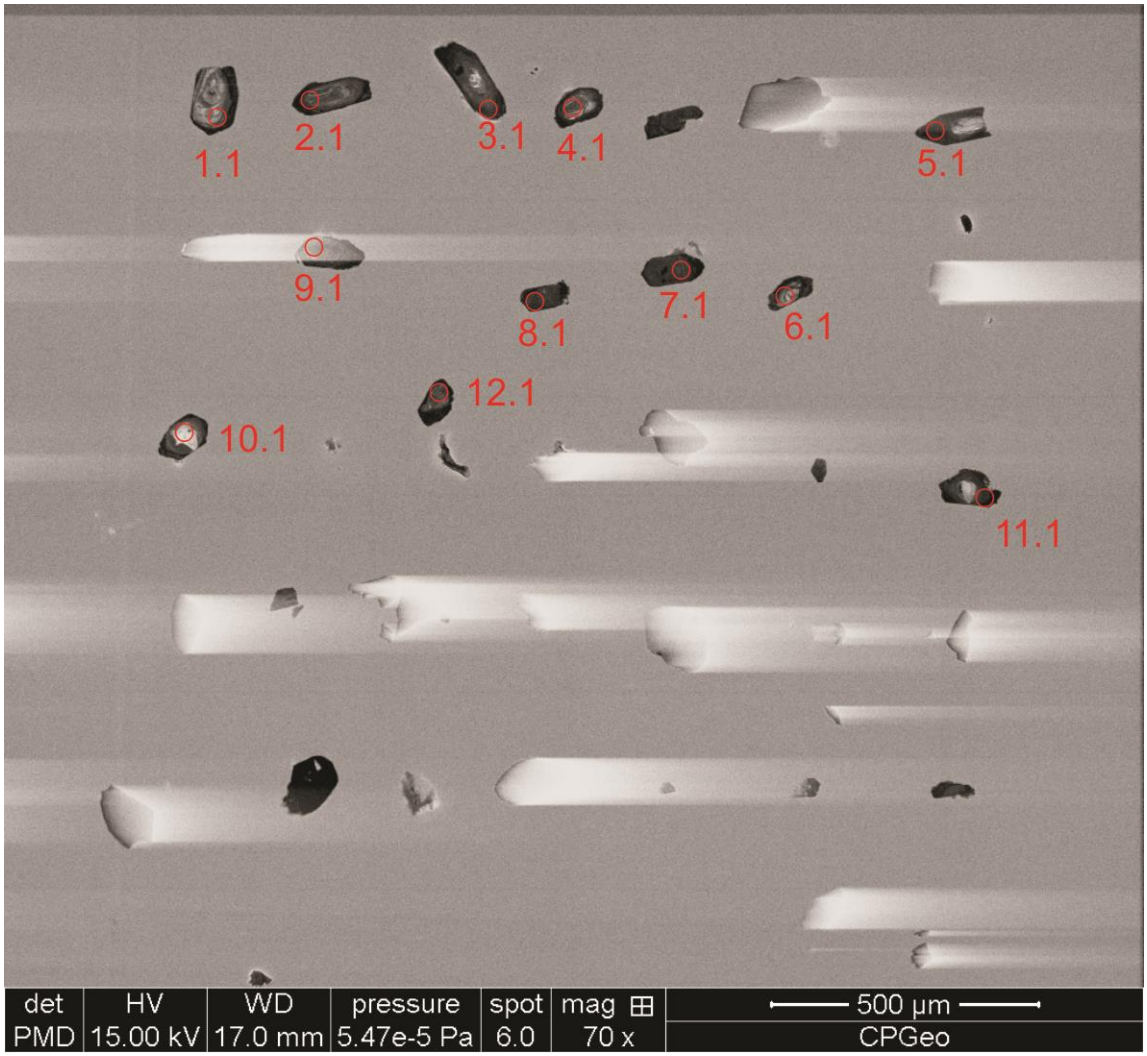


Figura Anexo 7: Imagen de catodoluminiscencia de los circones analizados en la muestra SAB-1 (facies Santa Sabina sur, suite Characato), con el nombre del spot.

	SPOT	RAZONES																EDADES							
		207/235	1sigma	206/238	1 sigma	coef. corr	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma	Pb total	Pb rad	Th	U	Th/U	$T_{206/238}$	1 sigma	$T_{207/235}$	1 sigma	$T_{207/206}$	1 sigma	Conc.	Conc.
CHA - 14 - MONZOGRANITO CHARACATO - M 443													comum	ppm	ppm	ppm								206/238	206/238
SPL 1822, Excimer Laser - 193nm, 6Hz, 6mJ, 32µm, ablation time - 40s.													%											207/235	207/206
CHA 14	44,1	0,4157	0,0311	0,0556	0,0025	0,01	17,9937	0,7995	0,0543	0,0062	0,5572	0,0190	0,69	12	218	118	1,85	0,349	0,015	0,353	0,023	0,382	0,258	98	91
CHA 14	23,1	0,4296	0,0128	0,0568	0,0006	0,53	17,6065	0,1733	0,0549	0,0017	0,1502	0,0061	3,62	73	606	1015	0,60	0,356	0,003	0,363	0,009	0,406	0,068	98	87
CHA 14	19,1	0,4352	0,0187	0,0582	0,0007	0,53	17,1961	0,2126	0,0543	0,0025	0,0051	0,0046	0,65	24	10	372	0,03	0,364	0,004	0,367	0,013	0,383	0,102	99	95
CHA 14	26,1	0,6437	0,0175	0,0785	0,0013	0,99	12,7331	0,2128	0,0594	0,0024	0,0587	0,0356	2,12	47	116	545	0,21	0,487	0,008	0,505	0,011	0,583	0,086	96	83
CHA 14	45,1	0,6548	0,0304	0,0807	0,0032	0,77	12,3859	0,4906	0,0588	0,0049	0,1493	0,0123	0,90	16	72	167	0,43	0,501	0,019	0,511	0,019	0,560	0,187	97	89
CHA 14	48,1	0,6452	0,0261	0,0820	0,0032	0,62	12,2017	0,4812	0,0571	0,0044	0,2434	0,0687	0,37	30	231	254	0,91	0,508	0,019	0,506	0,016	0,495	0,170	100	102
CHA 14	47,1	0,6480	0,0412	0,0830	0,0035	0,45	12,0507	0,5103	0,0566	0,0058	0,0627	0,0181	0,85	13	27	127	0,21	0,514	0,021	0,507	0,025	0,477	0,237	101	107
CHA 14	40,1	0,6734	0,0380	0,0832	0,0035	0,12	12,0236	0,5004	0,0587	0,0054	0,1547	0,0345	1,01	11	33	102	0,32	0,515	0,021	0,523	0,023	0,557	0,215	98	92
CHA 14	2,1	0,6308	0,0380	0,0836	0,0013	0,61	11,9672	0,1829	0,0548	0,0036	0,1665	0,0369	0,97	8	40	75	0,54	0,517	0,008	0,497	0,023	0,402	0,150	104	128
CHA 14	3,1	0,6464	0,0298	0,0836	0,0010	0,01	11,9616	0,1477	0,0561	0,0028	0,1706	0,0373	0,41	27	81	239	0,34	0,518	0,006	0,506	0,018	0,456	0,108	102	113
CHA 14	25,1	0,6789	0,0260	0,0839	0,0010	0,72	11,9242	0,1399	0,0587	0,0024	0,0317	0,0111	2,71	28	43	295	0,15	0,519	0,006	0,526	0,016	0,557	0,088	98	93
CHA 14	11,1	0,6763	0,0271	0,0842	0,0009	0,56	11,8766	0,1323	0,0583	0,0025	0,2136	0,0402	0,64	34	226	297	0,76	0,521	0,006	0,525	0,016	0,539	0,095	99	96
CHA 14	13,1	0,6677	0,0275	0,0845	0,0010	0,18	11,8385	0,1458	0,0573	0,0025	0,0997	0,0274	0,00	22	13	230	0,06	0,523	0,006	0,519	0,017	0,504	0,099	100	103
CHA 14	15,1	0,7039	0,0368	0,0846	0,0013	0,18	11,8234	0,1778	0,0604	0,0035	0,2225	0,0260	0,29	15	90	136	0,66	0,523	0,008	0,541	0,022	0,617	0,122	96	84
CHA 14	5,1	0,6683	0,0414	0,0852	0,0014	0,62	11,7389	0,1934	0,0569	0,0041	0,1940	0,0500	1,26	8	31	69	0,45	0,527	0,008	0,520	0,027	0,488	0,174	101	108
CHA 14	10,1	0,6660	0,0284	0,0852	0,0010	0,92	11,7331	0,1382	0,0567	0,0026	0,1342	0,0180	3,09	59	208	611	0,34	0,527	0,006	0,518	0,018	0,479	0,108	101	110
CHA 14	16,1	0,6656	0,0441	0,0852	0,0015	0,27	11,7309	0,2091	0,0566	0,0040	0,1678	0,0217	1,14	18	94	166	0,57	0,527	0,009	0,518	0,027	0,477	0,161	101	110
CHA 14	14,1	0,6605	0,0322	0,0854	0,0012	0,47	11,7064	0,1601	0,0561	0,0030	0,0981	0,0071	1,29	17	55	167	0,33	0,528	0,007	0,515	0,020	0,455	0,116	102	116
CHA 14	4,1	0,6744	0,0248	0,0855	0,0009	0,32	11,6999	0,1204	0,0572	0,0023	0,0318	0,0072	0,17	26	30	278	0,11	0,529	0,005	0,523	0,015	0,500	0,088	101	105
CHA 14	27,1	0,7003	0,0473	0,0860	0,0023	0,01	11,6315	0,3134	0,0591	0,0050	0,1689	0,0327	1,27	7	18	60	0,30	0,532	0,014	0,539	0,028	0,570	0,181	98	93
CHA 14	30,1	0,6978	0,0343	0,0860	0,0020	0,49	11,6267	0,2653	0,0588	0,0037	0,1249	0,0368	0,75	17	23	166	0,14	0,532	0,012	0,537	0,020	0,561	0,140	98	94
CHA 14	8,1	0,6541	0,0409	0,0865	0,0014	0,40	11,5645	0,1841	0,0549	0,0039	0,1689	0,0225	1,92	17	81	155	0,52	0,535	0,008	0,511	0,025	0,406	0,157	104	131
CHA 14	34,1	0,6682	0,0421	0,0868	0,0022	0,84	11,5219	0,2944	0,0558	0,0044	0,1632	0,0137	0,94	13	66	118	0,56	0,537	0,013	0,520	0,025	0,446	0,170	103	120
CHA 14	18,1	0,7439	0,0500	0,0881	0,0016	0,78	11,3553	0,2121	0,0613	0,0044	0,1215	0,0230	0,50	12	52	115	0,46	0,544	0,010	0,565	0,029	0,648	0,160	96	83
CHA 14	39,1	1,4863	0,0377	0,1481	0,0052	1,00	6,7510	0,2374	0,0728	0,0045	0,1626	0,0135	3,86	58	139	463	0,30	0,890	0,030	0,925	0,017	1,008	0,132	96	88
CHA 14	1,1	1,5044	0,0405	0,1525	0,0013	0,94	6,5592	0,0548	0,0716	0,0019	0,2295	0,0250	3,58	79	646	393	1,65	0,915	0,007	0,932	0,016	0,974	0,055	98	93
CHA 14	41,1	1,6396	0,0442	0,1609	0,0060	1,00	6,2154	0,2336	0,0739	0,0045	0,0432	0,0217	1,15	53	18	534	0,03	0,962	0,034	0,986	0,017	1,039	0,130	97	92
CHA 14	37,1	0,6244	0,0279	0,0765	0,0031	0,98	13,0766	0,5351	0,0592	0,0049	0,1391	0,0470	1,99	16	78	113	0,69	0,475	0,019	0,493	0,018	0,575	0,178	96	82
CHA 14	6,1	0,7875	0,0463	0,0943	0,0015	0,08	10,6009	0,1699	0,0605	0,0041	0,2623	0,0187	1,94	11	78	88	0,89	0,581	0,009	0,590	0,026	0,623	0,138	98	93
CHA 14	12,1	0,8285	0,0249	0,0972	0,0009	0,99	10,2907	0,0921	0,0618	0,0021	0,0178	0,0053	0,00	24	0	266	0,00	0,598	0,005	0,613	0,014	0,668	0,077	97	89
CHA 14	43,1	0,8565	0,0245	0,1007	0,0038	0,87	9,9272	0,3757	0,0617	0,0039	0,0752	0,0133	1,01	50	112	438	0,26	0,619	0,022	0,628	0,013	0,663	0,137	98	93
CHA 14	20,1	0,9574	0,0646	0,1105	0,0021	0,12	9,0480	0,1683	0,0628	0,0047	0,1432	0,0137	2,93	12	35	90	0,39	0,676	0,012	0,682	0,033	0,702	0,158	99	96
CHA 14	7,1	0,1999	0,0065	0,0247	0,0002	0,97	40,5149	0,3796	0,0587	0,0019	1,0025	1,3708	3,49	484	31528	2102	15,00	0,157	0,001	0,185	0,006	0,558	0,071	84	28
CHA 14	22,1	3,0641	0,0744	0,2394	0,0023	0,99	4,1775	0,0401	0,0928	0,0024	0,1564	0,0134	0,09	54	83	262	0,32	1,383	0,012	1,424	0,019	1,485	0,048	97	93
CHA 14	*38,1*	*2,2104*	*0,0091*	*0,0262*	*0,0013*	*1,00*	*38,1261*	*1,9533*	*0,0582*	*0,0040*	*0,1871*	*0,1840*	*28,24*	*43*	*202*	*874*	*0,23*	*0,167*	*0,008*	*0,194*	*0,007*	*0,536*	*0,157*	*86*	*31*
CHA 14	*28,1*	*0,2445*	*0,0158*	*0,0317*	*0,0009*	*0,95*	*31,5909*	*0,8667*	*0,0560*	*0,0047*	*0,4645*	*0,0797*	*20,03*	*31*	*593*	*479*	*1,24*	*0,201*	*0,005*	*0,222*	*0,013*	*0,453*	*0,187*	*90*	*44*
CHA 14	*32,1*	*0,2812*	*0,0080*	*0,0356*	*0,0007*	*0,93*	*28,0815*	*0,5218*	*0,0573*	*0,0022*	*1,5604*	*0,5670*	*15,41*	*255*	*12016*	*2700*	*4,45*	*0,226*	*0,004*	*0,252*	*0,006*	*0,502*	*0,082*	*89*	*44*
CHA 14	*21,1*	*0,3002*	*0,0099*	*0,0369*	*0,0004*	*0,80*	*27,1231*	*0,2970*	*0,0591*	*0,0019*	*0,0474*	*0,0197*	*64,21*	*53*	*538*	*1241*	*0,43*	*0,233*	*0,003*	*0,267*	*0,008*	*0,569*	*0,070*	*87*	*41*
CHA 14	*9,1*	*0,3249*	*0,0099*	*0,0408*	*0,0004*	*0,89*	*24,5375*	*0,2156*	*0,0578*	*0,0019*	*0,0563*	*0,0073*	*37,05*	*48*	*265*	*853*	*0,31*	*0,258*	*0,002*	*0,286*	*0,008*	*0,523*	*0,074*	*90*	*49*
CHA 14	*11,2*	*0,3026*	*0,0094*	*0,0413*	*0,0004*	*0,73*	*24,2412*	*0,2109*	*0,0532*	*0,0018*	*0,1218*	*0,0972*	*19,10*	*61*	*1201*	*997*	*1,21*	*0,261*	*0,002*	*0,268*	*0,007*	*0,338*	*0,075*	*97*	*77*
CHA 14	*24,1*	*0,3245*	*0,0106*	*0,0430*	*0,0004*	*0,96*	*23,2740*	*0,2403*	*0,0548*	*0,0018*	*0,0335*	*0,0084*	*11,98*	*60*	*315*	*948*	*0,33*	*0,271*	*0,003*	*0,285*	*0,008*	*0,403*	*0,073*	*95*	*67*
CHA 14	*29,1*	*0,4051*	*0,0161*	*0,0546*	*0,0011*	*0,84*	*18,3021*	*0,3660*	*0,0538*	*0,0028*	*0,0468*	*0,0046*	*10,19*	*41*	*374*	*730*	*0,51*	*0,343*	*0,007*	*0,345*	*0,012*	*0,362*	*0,117*	*99*	*94*
CHA 14	*31,1*	*0,4390*	*0,0184*	*0,0546*	*0,0011*	*0,92*	*18,3137*	*0,3838*	*0,0583*	*0,0034*	*0,1520*	*0,0330*	*6,37*	*28*	*118*	*400*	*0,30*	*0,343*	*0,007*	*0,370*	*0,013*	*0,542*	*0,128*	*92*	*63*
CHA 14	*46,1*	*0,5296*	*0,0242*	*0,0651*	*0,0025*	*0,97*	*15,3551*	*0,5889*	*0,0590*	*0,0048*	*0,2918*	*0,1374*	*53,73*	*24*	*448*	*494*	*0,91*	*0,407*	*0,015*	*0,432*	*0,016*	*0,566*	*0,181*	*94*	*71*
CHA 14	*33,1*	*0,5947*	*0,0387*	*0,0709*	*0,0023*	*0,99*	*14,1109*	*0,4577*	*0,0609*	*0,0035*	*0,1371*	*0,0840*	*9,19*	*31*	*86*	*436*	*0,20*	*0,441*	*0,013*	*0,474*	*0,020*	*0,635*	*0,105*	*93*	*69*
CHA 14	*36,1*	*0,6236*	*0,0203*	*0,0751*	*0,0029*	*0,93*	*13,3151*	*0,5064*	*0,0602*	*0,0041*	*0,0542*	*0,0300*	*12,20*	*29*	*75*	*383*	*0,20*	*0,467*	*0,017*	*0,492*	*0,013*	*0,612*	*0,150*	*94*	*76*
CHA 14	*42,1*	*0,7836*	*0,0233*	*0,0921*	*0,0032*	*0,98*	*10,8635*	*0,3747*	*0,0617*	*0,0041*	*0,0716*	*0,0326*	*9,16*	*33*	*54*	*455*	*0,12*	*0,568*	*0,019*	*0,588*	*0,014*	*0,665*	*0,150*	*96*	*85*
CHA 14	*17,1*	*0,2980*	*0,0089*	*0,0386*	*0,0004*	*0,97*	*25,9130*	*0,2631*	*0,0560*	*0,0015*	*0,0549*	*0,0343*	*4,18*	*84*	*-42*	*1288*	*-0,03*	*0,244*	*0,002*	*0,265*	*0,007*	*0,453*	*0,056*	*92*	*53*
CHA 14	*35,1*	*0,7093*	*0,0328*	*0,0873*	*0,0019*	*0,24*	*11,4498*	*0,2528*	*0,0589*	*0,0035*	*0,0465*	*0,0242*	*0,38*	*21*	*-1*	*218*	*0,00*	*0,540*	*0,011*	*0,544*	*0,019*	*0,563*	*0,123*	*99*	*95*

Tabla Anexo 27. Resultados analíticos de las mediciones mediante LA-MC-ICP-MS sobre los circones de la muestra CHA-14, facies Mula Muerta, Characato suite. En cursiva los datos descartados por elevado plomo común u otro dato anómalo.

	SPOT	RAZONES																EDADES							
		207/235	1sigma	206/238	1 sigma	coef. corr	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma	Pb total	Pb rad	Th	U	Th/U	$T_{206/238}$	1 sigma	$T_{207/235}$	1 sigma	$T_{207/206}$	1 sigma	Conc.	
CHA - 21 - LEUCOGRANITO MESA DEL PALMAR - M 443													comum	ppm	ppm	ppm								206/238	
SPL 2580, Excimer Laser - 193nm, 6Hz, 7mJ, 32µm, ablation time - 40s.													%											207/235	
SPL2580	10,1	0,4597	0,0215	0,0631	0,0006	0,56	15,8379	0,1483	0,0528	0,0024	0,9802	0,7377	0	52,9	1644	342,7	4,797	0,395	0,004	0,384	0,015	0,320	0,102	102	
SPL2580	9,1	0,4935	0,0624	0,0636	0,0007	0,01	15,7322	0,1724	0,0563	0,0058	0,834	0,0938	0	8	189,2	112,5	1,682	0,397	0,004	0,407	0,044	0,464	0,000	97	
SPL2580	33,1	0,4323	0,0194	0,0609	0,0005	0,06	16,4296	0,1359	0,0515	0,0023	0,05	0,0354	3,66	38,4	274,5	533,3	0,515	0,381	0,003	0,365	0,014	0,264	0,095	104	
SPL2580	29,1	0,6564	0,0598	0,0823	0,0008	0,15	12,1547	0,1239	0,0579	0,0052	0,1436	0,0225	8,06	10,9	38,4	102,2	0,376	0,510	0,005	0,512	0,035	0,525	0,189	99	
SPL2580	17,1	0,6224	0,0395	0,0835	0,0009	0,95	11,9714	0,1273	0,054	0,0037	0,2011	0,0155	0,31	16,8	62,6	151,6	0,413	0,517	0,005	0,491	0,025	0,373	0,150	105	
SPL2580	12,1	0,6378	0,0285	0,0835	0,0009	0,6	11,97	0,1241	0,0554	0,0024	0,0745	0,0105	0	22,9	27,9	248,4	0,112	0,517	0,005	0,501	0,017	0,427	0,095	103	
SPL2580	16,1	0,6622	0,0242	0,0838	0,0009	0,01	11,9314	0,129	0,0573	0,002	0,0154	0,0132	6,46	29,8	5,3	303,7	0,018	0,519	0,005	0,516	0,015	0,503	0,077	100	
SPL2580	15,1	0,7711	0,0418	0,0841	0,001	0,36	11,8919	0,1483	0,0665	0,0035	0,1658	0,0162	4,91	13,1	43,8	119,7	0,366	0,520	0,006	0,580	0,024	0,822	0,118	89	
SPL2580	14,1	0,6674	0,0314	0,0845	0,0009	0,1	11,8319	0,1323	0,0573	0,0026	0,1499	0,0115	0	16	57,6	162,9	0,353	0,523	0,006	0,519	0,019	0,502	0,098	100	
SPL2580	22,1	0,6639	0,027	0,0848	0,001	0,43	11,7913	0,1348	0,0568	0,0025	0,0773	0,0171	8,28	38,6	45,6	324,9	0,14	0,525	0,006	0,517	0,017	0,483	0,098	101	
SPL2580	20,1	0,6354	0,0511	0,0851	0,0011	0,42	11,7488	0,1508	0,0541	0,0046	0,1209	0,0318	1,7	10,8	32,1	104,2	0,308	0,527	0,007	0,499	0,032	0,377	0,173	105	
SPL2580	4,1	0,561	0,0162	0,0751	0,0005	0,99	13,3149	0,097	0,0542	0,0018	0,1766	0,1135	7,95	22,8	119,2	289	0,412	0,467	0,003	0,452	0,011	0,378	0,075	103	
SPL2580	22,2	0,5758	0,0224	0,0764	0,0008	0,88	13,0918	0,1369	0,0547	0,0022	0,0358	0,0214	4,42	27,1	17,1	273,5	0,063	0,475	0,005	0,462	0,014	0,399	0,089	102	
SPL2580	3,1	0,6222	0,0225	0,0792	0,0008	0,68	12,6338	0,1269	0,057	0,0021	0,1095	0,0358	0	23,2	119,9	237,4	0,505	0,491	0,005	0,491	0,014	0,492	0,083	99	
SPL2580	19,1	0,7275	0,0201	0,0921	0,0008	0,99	10,8628	0,0979	0,0573	0,0018	0,0556	0,027	4,56	114,2	183,2	1112,9	0,165	0,568	0,005	0,555	0,012	0,504	0,070	102	
SPL2580	31,1	1,1164	0,061	0,1223	0,0009	0,6	8,1755	0,0598	0,0662	0,0034	0,0943	0,0259	2,48	27,9	61,8	180,2	0,343	0,744	0,005	0,761	0,030	0,813	0,104	97	
SPL2580	2,1	1,655	0,0378	0,1645	0,0012	0,94	6,0792	0,0452	0,073	0,0017	0,0938	0,0194	11,05	132,1	137,8	723,4	0,191	0,982	0,007	0,991	0,015	1,013	0,047	99	
SPL2580	*5,1*	*0,1848*	*0,0123*	*0,0381*	*0,0004*	*0,95*	*26,2728*	*0,2922*	*0,0352*	*0,0019*	*0,2286*	*0,0747*	*0*	*13,3*	*0*	*152,7*	*0*	*0,241*	*0,003*	*0,172*	*0,010*	*0,000*	*0,000*	*139*	
SPL2580	*18,1*	*0,2921*	*0,0573*	*0,0582*	*0,0006*	*0,48*	*17,1765*	*0,1887*	*0,0364*	*0,0069*	*0,6056*	*0,1006*	*10,9*	*9*	*109,3*	*79,3*	*1,378*	*0,365*	*0,004*	*0,260*	*0,043*	*0,000*	*0,146*	*140*	
SPL2580	*23,1*	*2,5106*	*0,0797*	*0,1692*	*0,0017*	*0,91*	*5,909*	*0,0586*	*0,1076*	*0,0033*	*0,0871*	*0,0348*	*0*	*488,3*	*488,1*	*0*	*0*	*1,008*	*0,009*	*1,275*	*0,022*	*1,759*	*0,061*	*79*	
SPL2580	*1,1*	*0,7213*	*0,0216*	*0,0882*	*0,0008*	*0,99*	*11,3318*	*0,0981*	*0,0593*	*0,0018*	*0,1243*	*0,1159*	*41,35*	*24,3*	*500,9*	*503,9*	*0,994*	*0,545*	*0,005*	*0,551*	*0,013*	*0,577*	*0,072*	*98*	
SPL2580	*24,1*	*0,6029*	*0,0241*	*0,0811*	*0,0007*	*0,99*	*12,3372*	*0,1056*	*0,054*	*0,0023*	*0,1848*	*0,1617*	*35,31*	*43,7*	*328,6*	*665*	*0,494*	*0,502*	*0,004*	*0,479*	*0,016*	*0,369*	*0,097*	*104*	
SPL2580	*26,1*	*0,4027*	*0,0129*	*0,0585*	*0,0005*	*0,93*	*17,0893*	*0,1484*	*0,0499*	*0,0017*	*0,1341*	*0,0853*	*22,82*	*72*	*0*	*596,3*	*0*	*0,367*	*0,003*	*0,344*	*0,009*	*0,191*	*0,073*	*106*	
SPL2580	*32,1*	*0,4036*	*0,021*	*0,0568*	*0,0005*	*0,67*	*17,5927*	*0,1508*	*0,0515*	*0,0026*	*0,146*	*0,0594*	*22,41*	*31,3*	*172,6*	*442*	*0,39*	*0,356*	*0,003*	*0,344*	*0,015*	*0,263*	*0,099*	*103*	
SPL2580	*8,1*	*0,4984*	*0,0236*	*0,0773*	*0,0007*	*0,65*	*12,9297*	*0,1191*	*0,0467*	*0,0022*	*0,3045*	*0,0665*	*29,21*	*22*	*71,3*	*181,2*	*0,394*	*0,480*	*0,004*	*0,411*	*0,016*	*0,036*	*0,000*	*116*	
SPL2580	*6,1*	*0,2913*	*0,0078*	*0,0484*	*0,0004*	*0,92*	*20,6669*	*0,1654*	*0,0437*	*0,0011*	*0,2188*	*0,0485*	*39,39*	*112,3*	*220,3*	*1802,5*	*0,122*	*0,305*	*0,002*	*0,260*	*0,006*	*0,000*	*0,000*	*117*	
SPL2580	*13,1*	*0,1827*	*0,0236*	*0,0331*	*0,0003*	*0,01*	*30,1762*	*0,3064*	*0,04*	*0,0054*	*0,43*	*0,0654*	*24,23*	*7,2*	*108,6*	*128,2*	*0,847*	*0,210*	*0,002*	*0,170*	*0,020*	*0,000*	*0,000*	*123*	
SPL2580	*21,1*	*0,3054*	*0,0163*	*0,0497*	*0,0006*	*0,81*	*20,1154*	*0,2489*	*0,0445*	*0,0025*	*0,1404*	*0,0446*	*32,49*	*17*	*150,2*	*240,8*	*0,624*	*0,313*	*0,004*	*0,271*	*0,013*	*0,000*	*0,048*	*115*	
SPL2580	*28,1*	*0,2613*	*0,013*	*0,046*	*0,0005*	*0,69*	*21,7313*	*0,2308*	*0,0412*	*0,0017*	*0,2054*	*0,059*	*31,89*	*112,9*	*0*	*1017,4*	*0*	*0,290*	*0,003*	*0,236*	*0,010*	*0,000*	*0,000*	*123*	
SPL2580	*7,1*	*0,3095*	*0,0117*	*0,0657*	*0,0006*	*0,94*	*15,218*	*0,1304*	*0,0342*	*0,0013*	*0,3647*	*0,0476*	*34,33*	*39,7*	*53,7*	*292,1*	*0,184*	*0,410*	*0,003*	*0,274*	*0,009*	*0,000*	*0,000*	*149*	
SPL2580	*11,1*	*0,0628*	*0,0076*	*0,0099*	*0,0002*	*0,83*	*101,4017*	*1,6388*	*0,0462*	*0,0054*	*0,3452*	*0,076*	*27,68*	*34,6*	*536*	*974,4*	*0,55*	*0,063*	*0,001*	*0,062*	*0,007*	*0,008*	*0,043*	*102*	
SPL2580	*25,1*	*0,0894*	*0,007*	*0,0272*	*0,0003*	*0,99*	*36,7396*	*0,3787*	*0,0238*	*0,0016*	*0,2739*	*0,179*	*99,09*	*0*	*0*	*0*	*1,122*	*0,173*	*0,002*	*0,087*	*0,006*	*0,000*	*0,000*	*199*	
SPL2580	*27,1*	*0,1052*	*0,0131*	*0,0431*	*0,0005*	*0,67*	*23,2107*	*0,2684*	*0,0177*	*0,0016*	*0,3813*	*0,0732*	*36,76*	*76,3*	*22,4*	*731,6*	*0,031*	*0,272*	*0,003*	*0,102*	*0,010*	*0,000*	*0,000*	*267*	
SPL2580	*30,1*	*0,0238*	*0,0076*	*0,0274*	*0,0003*	*0,96*	*36,4433*	*0,4348*	*0,0063*	*0,0014*	*0,4228*	*0,1436*	*110,17*	*0*	*28,8*	*0*	*0*	*0,175*	*0,002*	*0,024*	*0,007*	*0,000*	*0,000*	*731*	
SPL2580	*35,1*	*0,1151*	*0,0211*	*0,0505*	*0,0005*	*0,32*	*19,8088*	*0,2074*	*0,0165*	*0,003*	*0,3774*	*0,1471*	*28,28*	*79*	*173,3*	*1211,9*	*0,143*	*0,317*	*0,003*	*0,111*	*0,010*	*0,000*	*0,000*	*287*	
SPL2580	*34,1*	*0,4501*	*0,0215*	*0,0604*	*0,0005*	*0,79*	*16,5524*	*0,1235*	*0,054*	*0,0026*	*0,1415*	*0,1006*	*17,78*	*43,8*	*239,7*	*383,3*	*0,625*	*0,378*	*0,003*	*0,377*	*0,015*	*0,372*	*0,106*	*100*	

Tabla Anexo 28. Resultados analíticos de las mediciones mediante LA-MC-ICP-MS sobre los circones de la muestra CHA-21, facies Leucogranito Mesa del Palmar, Characato suite. En cursiva los datos descartados por elevado plomo común u otro dato anómalo.

	SPOT	RAZONES																EDADES							
		207/235	1sigma	206/238	1 sigma	coef. corr	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma	Pb total	Pb rad	Th	U	Th/U	$T_{206/238}$	1 sigma	$T_{207/235}$	1 sigma	$T_{207/206}$	1 sigma	Conc.	
SAB - 1 - SANTA SABINA SUR - M 443													comum	ppm	ppm	ppm								206/238	
SPL 2582, Excimer Laser - 193nm, 6Hz, 7mJ, 32µm, ablation time - 40s.													%											207/235	
SPL2582	10,1	0,5144	0,0334	0,0634	0,0007	0,29	15,7837	0,1669	0,0589	0,0039	0,1838	0,0239	0	13,7	87,7	170,9	0,513	0,396	0,004	0,421	0,022	0,563	0,151	93	
SPL2582	4,1	0,974	0,0251	0,1148	0,0009	0,99	8,7075	0,0649	0,0615	0,0017	0,0932	0,016	2,44	102,8	138,4	797,2	0,174	0,701	0,005	0,691	0,013	0,657	0,060	101	
SPL2582	9,1	1,4999	0,0426	0,1588	0,0012	0,99	6,2973	0,0466	0,0685	0,0019	0,1116	0,0205	4,56	219,8	238,7	1242	0,192	0,950	0,007	0,930	0,018	0,884	0,057	102	
SPL2582	11,1	0,776	0,0575	0,0723	0,0009	0,99	13,836	0,1815	0,0779	0,0031	0,29	0,0369	8,12	118,2	84,3	497,5	0,169	0,450	0,005	0,583	0,020	1,144	0,054	77	
SPL2582	6,1	0,4187	0,0388	0,0752	0,001	0,9	13,2928	0,1783	0,0404	0,0021	0,3404	0,104	0	123,5	309,7	611,3	0,507	0,468	0,006	0,355	0,017	0,000	0,050	131	
SPL2582	*2,1*	*0,6189*	*0,0176*	*0,0813*	*0,0006*	*0,95*	*12,3059*	*0,0879*	*0,0552*	*0,0016*	*0,1976*	*0,0293*	*22,56*	*88*	*267,5*	*932,5*	*0,287*	*0,504*	*0,003*	*0,489*	*0,011*	*0,422*	*0,067*	*102*	
SPL2582	*12,1

	SPOT	RAZONES																EDADES				conc.
		207/235	1sigma	206/238	1 sigma	coef. corr	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma	Pb total	Pb rad	Th	U	Th/U	T206/238	1 sigma	T207/206	1 sigma	206/238
VIN - 1 - MONZOGRANITO (FACIES B) - M 297													comum	ppm	ppm	ppm						207/206
SPL 1123,6mJ,6Hz, 32um													%									%
VIN - 1	8,2	0,3664	0,0072	0,0495	0,0012	0,67	20,2156	0,5001	0,0537	0,0013	0,0050	0,0026	4,93	154,4	68,8	3768,2	0,018	0,311	0,008	0,359	0,055	86
VIN - 1	23,1	0,3976	0,0078	0,0532	0,0016	0,94	18,7949	0,5667	0,0542	0,0017	0,0019	0,0014	3,04	250,6	34,5	4640,7	0,007	0,334	0,010	0,380	0,072	88
VIN - 1	22,1	0,4046	0,0126	0,0547	0,0019	0,26	18,2964	0,6505	0,0537	0,0024	0,0119	0,0093	0,38	89,0	49,8	1579,7	0,032	0,343	0,012	0,358	0,095	95
VIN - 1	21,1	0,3804	0,0155	0,0549	0,0021	0,01	18,2149	0,6830	0,0502	0,0031	0,1302	0,0188	1,26	34,9	231,6	573,7	0,404	0,345	0,013	0,206	0,132	166
VIN - 1	24,1	0,4192	0,0146	0,0559	0,0020	0,78	17,8875	0,6431	0,0544	0,0029	0,1446	0,0923	1,25	38,1	338,3	566,7	0,597	0,351	0,012	0,387	0,127	90
VIN - 1	17,1	0,4148	0,0114	0,0563	0,0018	0,85	17,7698	0,5827	0,0535	0,0024	0,1279	0,0614	0,34	61,9	560,1	922,0	0,607	0,353	0,011	0,348	0,101	101
VIN - 1	2,1	0,4382	0,0153	0,0568	0,0016	0,99	17,6078	0,5004	0,0560	0,0023	0,0258	0,0093	0,00	47,6	40,4	559,1	0,072	0,356	0,010	0,451	0,091	78
VIN - 1	3,1	0,4247	0,0106	0,0573	0,0015	0,01	17,4647	0,4592	0,0538	0,0016	0,0129	0,0109	0,00	61,3	132,3	979,0	0,135	0,359	0,009	0,362	0,066	99
VIN - 1	16,1	0,4471	0,0106	0,0588	0,0018	0,97	17,0023	0,5097	0,0551	0,0023	0,0627	0,0225	0,27	61,0	142,2	781,5	0,182	0,368	0,011	0,418	0,091	88
VIN - 1	4,1	0,4575	0,0128	0,0590	0,0016	0,98	16,9517	0,4701	0,0562	0,0019	0,0262	0,0244	1,01	45,0	57,5	657,3	0,087	0,369	0,010	0,462	0,077	79
VIN - 1	11,1	0,4470	0,0114	0,0595	0,0015	0,95	16,8027	0,4291	0,0545	0,0018	0,0128	0,0038	0,75	101,2	50,9	1689,7	0,030	0,373	0,009	0,391	0,074	95
VIN - 1	19,1	0,4201	0,0268	0,0630	0,0029	0,01	15,8672	0,7214	0,0483	0,0046	0,1680	0,0889	2,23	39,3	474,9	571,6	0,831	0,394	0,017	0,116	0,140	339
VIN - 1	18,1	0,5392	0,0171	0,0710	0,0024	0,95	14,0772	0,4764	0,0550	0,0029	0,0330	0,0175	1,36	44,2	55,7	637,1	0,087	0,442	0,015	0,414	0,119	106
VIN - 1	6,1	0,5611	0,0206	0,0729	0,0021	0,89	13,7100	0,3976	0,0558	0,0024	0,0187	0,0057	1,40	40,8	20,2	592,8	0,034	0,454	0,013	0,444	0,098	102
VIN - 1	8,1	0,5957	0,0172	0,0757	0,0021	0,86	13,2159	0,3633	0,0571	0,0020	0,0324	0,0054	4,13	56,6	75,6	751,4	0,101	0,470	0,012	0,495	0,077	94
VIN - 1	12,1	0,5745	0,0234	0,0759	0,0022	0,96	13,1778	0,3771	0,0549	0,0027	0,0268	0,0171	2,00	33,1	33,3	437,3	0,076	0,472	0,013	0,409	0,110	115
VIN - 1	14,1	0,5928	0,0210	0,0767	0,0028	0,82	13,0453	0,4687	0,0561	0,0031	0,0242	0,0076	0,79	28,1	24,7	367,7	0,067	0,476	0,017	0,456	0,124	104
VIN - 1	1,1	0,6701	0,0426	0,0848	0,0030	0,30	11,7895	0,4166	0,0573	0,0043	0,2193	0,0386	0,30	48,1	326,4	449,2	0,7260	0,525	0,018	0,503	0,153	104
VIN - 1	13,1	0,6652	0,0253	0,0883	0,0032	0,01	11,3205	0,4112	0,0546	0,0033	0,1722	0,0152	0,63	33,9	145,5	336,3	0,433	0,546	0,019	0,397	0,130	137
VIN - 1	7,1	0,6865	0,0365	0,0891	0,0029	0,24	11,2199	0,3687	0,0559	0,0037	0,1950	0,0184	0,95	19,9	82,8	193,6	0,427	0,550	0,017	0,447	0,147	123
VIN - 1	20,1	0,7508	0,0190	0,0926	0,0028	0,98	10,8045	0,3304	0,0588	0,0026	0,1158	0,0882	1,15	45,6	191,4	477,9	0,401	0,571	0,017	0,561	0,103	101
VIN - 1	9,1	4,0043	0,0795	0,2518	0,0063	0,90	3,9714	0,0997	0,1153	0,0029	0,0633	0,0024	0,22	174,1	99,1	600,4	0,165	1,448	0,033	1,885	0,046	76
VIN - 1	10,1	0,3204	0,0100	0,0423	0,0013	1,00	23,6381	0,7024	0,0549	0,0018	0,0885	0,0362	6,30	59,9	270,6	687,9	0,393	0,267	0,008	0,409	0,072	65
VIN - 1	*15,1*	*0,3773*	*0,0102*	*0,0516*	*0,0017*	*0,76*	*19,3612*	*0,6428*	*0,0530*	*0,0022*	*0,0670*	*0,0192*	*33,22*	*69,0*	*215,3*	*1002,5*	*0,215*	*0,325*	*0,011*	*0,328*	*0,094*	*98*
VIN - 1	*5,1*	*0,4055*	*0,0131*	*0,0529*	*0,0015*	*0,90*	*18,9046*	*0,5440*	*0,0556*	*0,0021*	*0,0652*	*0,0136*	*26,61*	*131,7*	*317,8*	*1951,6*	*0,163*	*0,332*	*0,009*	*0,436*	*0,083*	*76*
VIN - 1	*25,1*	*0,3889*	*0,0091*	*0,0530*	*0,0016*	*0,95*	*18,8753*	*0,5687*	*0,0532*	*0,0020*	*0,0188*	*0,0048*	*14,84*	*98,4*	*119,8*	*1827,8*	*0,066*	*0,333*	*0,010*	*0,339*	*0,084*	*98*

Tabla Anexo 30. Resultados analíticos de las mediciones mediante LA-MC-ICP-MS sobre los circones de la muestra VIN-1, facies B, batolito de Vinquis. En cursiva los datos descartados por elevado plomo común u otro dato anómalo.

Química Mineral	An	Ab	Kfs	Bt	Qtz	Ilm	Ap	Mag	Ms
SiO_2	43.2	68.7	64.4	36.0	100.0	0.1	0.0	0.4	45.5
TiO_2	0.0	0.0	0.0	2.3	0.0	50.8	0.1	21.6	1.2
Al_2O_3	36.6	19.4	18.4	17.0	0.0	0.0	0.0	0.2	33.9
FeO	0.0	0.0	0.0	21.6	0.0	43.5	0.3	66.2	3.2
MnO	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	4.4	1.0	0.3	0.0
MgO	0.0	0.0	0.0	7.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8
CaO	20.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	53.9	0.0	0.0
Na_2O	0.0	11.8	1.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4
K_2O	0.0	0.0	15.1	9.4	0.0	0.0	0.0	0.0	10.4
P_2O_5	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	42.3	0.0	0.0
Total	100.0	100.0	99.2	94.2	100.1	98.8	97.6	88.7	96.5

Tabla Anexo 31. Datos de química mineral utilizados en el modelo de cristalización fraccionada para la suite Characato.

Química Mineral	An	Ab	Kfs	Bt	Qtz	Ilm	Ap	Mag
SiO_2	43.19	68.73	64.28	35.16	100.00	0.05	0.00	0.38
TiO_2	0.00	0.00	0.00	2.45	0.00	50.76	0.05	21.63
Al_2O_3	36.64	19.44	19.35	18.10	0.00	0.04	0.01	0.16
FeO	0.00	0.00	0.00	21.29	0.00	43.48	0.33	66.21
MnO	0.00	0.00	0.00	0.48	0.00	4.37	0.97	0.31
MgO	0.00	0.00	0.00	6.96	0.00	0.02	0.01	0.02
CaO	20.15	0.00	0.04	0.02	0.00	0.03	53.94	0.02
Na_2O	0.00	11.82	1.48	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00
K_2O	0.00	0.00	14.54	9.48	0.00	0.00	0.00	0.00
P_2O_5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	42.33	0.00
Total	99.98	99.99	99.69	94.05	100.00	98.75	97.64	88.73

Tabla Anexo 32. Datos de química mineral utilizados en el modelo de cristalización fraccionada para el batolito de Vinquis.

Coef. Part.	Ms	Bt	Kfs	Pl
Rb	1.4	2; 3.4	0.7	0.1
Ba	3.7	6.4	6	0.3
Sr	0.05	0.04	3.87	2.84; 6; 13

Tabla Anexo 33. Coeficientes de partición utilizados en los modelos de cristalización fraccionada.