



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

EL BASAMENTO PRE-MESOZOICO DE LA SIERRA LIMÓN VERDE:
IMPLICANCIAS PARA LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL
NORTE DE CHILE.

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN
CIENCIAS MENCIÓN GEOLOGÍA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

JAVIERA PAZ MORANDÉ TOBAR

PROFESOR GUÍA:
CONSTANTINO MPODOZIS MARÍN

PROFESOR CO-GUÍA:
CESAR ARRIAGADA ORTEGA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND
FERNANDO BARRA PANTOJA

SANTIAGO DE CHILE
MAYO 2014

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL

TÍTULO DE: Geóloga y grado de Magíster en
Ciencias mención Geología

POR: Javiera Paz Morandé Tobar

FECHA: 28/05/2014

PROFESOR GUÍA: Constantino Mpodozis Marín

La Sierra Limón Verde (SLV), ubicada al sur de Calama ($22,5^{\circ}$ - $22,8^{\circ}$ S) es el elemento topográfico más elevado de la Cordillera de Domeyko. Se caracteriza por la ocurrencia de afloramientos de rocas metamórficas, sedimentarias, volcánicas e intrusivas paleozoicas, que forman una serie de *slivers* o lentes de cizalle limitados por fallas con una probable componente de rumbo y cuya actividad se mantuvo en parte hasta el Cenozoico superior. Aunque la geología de la SLV ha sido motivo de numerosos estudios, el significado tectónico y regional de las unidades que allí afloran es aún incierto. En esta Tesis se presenta un estudio detallado de las unidades pre-mesozoicas de la SLV, basado en un mapeo regional a escala 1:50.000 acompañado de nuevas dataciones U-Pb en circones (por el método LA – ICP - MS) de las unidades intrusivas y análisis de las poblaciones de circones detríticos de las unidades metamórficas.

La mayor parte de la SLV está constituida por un complejo intrusivo del Paleozoico superior que incluye desde gabros hasta granitos y pórfidos riolíticos, cuyas edades U-Pb en circones permiten separarlos en dos grupos principales: Carbonífero Inferior, (*ca.* 322 - 325 Ma) y Carbonífero – Pérmico (*ca.* 287 - 300 Ma), estas últimas similares a las obtenidas en los niveles volcánicos de la Formación Agua Dulce, emplazadas en forma sincrónica. Las rocas ígneas de la SLV, que representan eventos reconocidos en otros sectores del cinturón magmático del Paleozoico superior del Norte de Chile, intruyen o cubren en discordancia a secuencias metasedimentarias más antiguas. Éstas fueron consideradas, anteriormente, parte del Complejo Metamórfico Limón Verde formado por rocas de alto grado metamórfico. Esta unidad constituida por esquistos micáceos de granate y anfíbolitas afectadas, según estudios recientes por metamorfismo de alta P/T en el Pérmico (*ca.* 288 Ma) aflora exclusivamente al oeste de la SLV y de la Falla Limón Verde. La unidad más antigua expuesta dentro de la SLV corresponde, en cambio, a una serie de conglomerados monomíticos matriz soportados (Diamictitas de Limón Verde) con edad máxima de depósito de *ca.* 1.060 Ma (U-Pb LA – ICP - MS en circones detríticos) y que probablemente corresponden a depósitos de origen glacial de edad Neoproterozoica (Criogénica), los cuales representarían los primeros depósitos de este tipo reconocidos en Chile. Junto a ellas, formando también enclaves dentro de los intrusivos del Paleozoico superior, aflora una unidad de metacuarcitas foliadas y metabasitas (Estratos de Pampa Quenante) y otra constituida por grauvacas y conglomerados (Estratos de Cerro Limón Verde) afectadas por metamorfismo de bajo grado y cuyas poblaciones de circones detríticos indican una edad máxima de depósito Ordovícica (*ca.* 470 - 480 Ma). Su espectro de edades de circones detríticos se puede comparar al de sucesiones sedimentarias del Devónico – Carbonífero inferior aflorantes en la Cordillera de la Costa de la región de Antofagasta, aunque una edad más antigua no puede ser descartada del todo. La Tesis incluye, como capítulo final, una discusión en cuanto al significado de las unidades expuestas en la SLV para los modelos tectónicos propuestos para la evolución paleozoica del norte de Chile.

AGRADECIMIENTOS

Me gustaría agradecer en primer lugar a la comisión de esta tesis por su buena disposición y paciencia con mis eternas dudas. En particular me gustaría agradecer a Don Cocho por todo el apoyo durante estos largos años, discusiones, conversaciones, por ayudarme a nunca bajar los brazos y por poner a los estudiantes siempre en primer lugar.

A mis padres, para los que las palabras se me hacen pocas para agradecerles todo, y a mi hermana, Jo, por ser tan grande desde siempre.

A veces fue fundamental ampliar los horizontes de la geología que uno estaba creyendo entender, y por eso le agradezco profundamente a Marcelo Farías y Katja Deckart sus conversaciones, consejos y buena onda.

Y, claramente, no todo fue tesis... fueron también jugos, chelas y compañía; Chasqui, Peredita, Feñis, Caro, Tuti, Irenita, Alidi, Pame, Javi, Monse, Zavali, Sebi, Buho, Pimpo, Tapia, Atax, Ciegui y un larguísimo etcétera... sin ustedes hubiera sido imposible!. Una mención especial para el Nacho, que fue mi compañero de tesis, pega y amigo: Nacho, muchas gracias por tu ayuda, consejos y pisolitas!

A todos los que trabajan en geología: Maritza, Blanca, Vero, Kilo, Don Carlos, Rosita, María Rosa, Don Juan, Roberto... muchas gracias por estar solucionándonos los problemas día a día.

Por último me gustaría agradecer a Lucho Cepeda, por ser un maestro en los cerros y llevarme a lugares que pensaba imposibles de alcanzar. Warrior, también te agradezco no sólo por ser el más warrior, si no por hacer todos los terrenos más llevaderos con tus jugos y carcajadas.

Muchos nombres se me quedan en el tintero, pero me siento agradecida de cada una de las personas que me acompañaron durante estos años y que, muchas veces sin saberlo, aportaron en mi crecimiento... MUCHAS GRACIAS A TODOS!

TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 ORIGEN DE ESTA TESIS	1
1.2 PRESENTACIÓN DEL PROBLEMA	2
1.3 OBJETIVOS	3
1.3.1 Objetivos generales	3
1.3.2 Objetivos específicos	3
1.4 METODOLOGÍA	4
1.4.1 Muestreo y mapeo.....	4
1.4.2 Dataciones U-Pb (LA- ICP - MS) de circones.....	4
2. GENERALIDADES.....	6
2.1 UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO Y VÍAS DE ACCESO.....	6
2.2 MARCO GEOLÓGICO.....	7
2.3 TRABAJOS ANTERIORES	10
3. GEOLOGÍA DEL BASAMENTO DE LA SIERRA LIMÓN VERDE... 12	
3.1 INTRODUCCIÓN	12
3.2 UNIDADES ESTRATIFICADAS Y METAMÓRFICAS	15
3.2.1. Diamictitas de Limón Verde (pcdlv)	15
3.2.2. Estratos de Pampa Quenante (DCpq)	19
3.2.3. Estratos de Cerro Limón Verde (DClv).....	25
3.2.4. Formación Agua Dulce (Csad).....	29
3.2.5. Complejo Metamórfico Limón Verde (Pmlv).....	34
3.3 UNIDADES DE ROCAS INTRUSIVAS.....	38
3.3.1 Complejo Intrusivo Limón Verde.....	38
4. DISCUSIÓN.....	62
4.1 LAS DIAMICTITAS DE LIMÓN VERDE: ¿EVIDENCIAS DE GLACIACIÓN NEOPROTEROZOICA EN EL NORTE DE CHILE?	62
4.2 PROVENIENCIA Y SIGNIFICADO PALEOGEOGRÁFICO DE LAS SEDIMENTITAS DEL DEVÓNICO – CARBONÍFERO	69
4.3 SIGNIFICADO DEL MAGMATISMO DEL PALEOZOICO SUPERIOR.....	75

4.4	CONSIDERACIONES TECTÓNICAS REGIONALES	80
5.	CONCLUSIÓN.....	84
6.	BIBLIOGRAFÍA.....	85
7.	ANEXOS	100
7.1	ANEXO A: TABLA CRONOESTRATIGRÁFICA INTERNACIONAL UTILIZADA EN ESTE TRABAJO (IUGS, 2013)	100
7.2	ANEXO B: DATOS ANALÍTICOS U-PB (LA-ICP-MS) DE ESTE TRABAJO	102

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Origen de esta tesis

El estudio conducente a esta tesis se inició en Abril del año 2010 con el patrocinio de Antofagasta Minerals S.A. (AMSA), compañía que en el marco de sus trabajos de exploración en el norte de Chile, decidió ampliar los estudios regionales del Distrito Centinela. Dentro de ese marco AMSA ofreció dos becas de magíster para estudiantes de la Universidad de Chile.

El tema de esta tesis comprende el estudio de la geología regional de la Sierra Limón Verde, con énfasis en el análisis del basamento, incluyendo la elaboración de un mapa geológico a escala 1:50.000. Durante el desarrollo de la tesis se debería, en particular, identificar las unidades pre-mesozoicas, precisar su distribución y contactos, y sugerir su correlación con unidades similares en el resto de los Andes Centrales. Dataciones U-Pb (LA – ICP - MS) en circones permitirían establecer las edades de emplazamiento de las rocas ígneas e identificar las fuentes de los componentes detríticos de las rocas meta-sedimentarias.

1.2 Presentación del problema

La evolución tectónica de los Andes Centrales incluye una serie de eventos geológicos ocurridos en el margen occidental de Gondwana desde el Proterozoico.

Los eventos geológicos pre-jurásicos incluyen una compleja historia evolutiva, registrada en rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias que afloran de forma escasa a lo largo del margen continental. En el norte de Chile rocas de esta edad han sido reconocidas principalmente en la Precordillera (Cordillera de Domeyko), y en menor medida en la Cordillera de la Costa.

En la Cordillera de Domeyko estas unidades afloran en forma de bloques alzados de basamento. La Sierra Limón Verde, ubicada al sur de Calama (Figuras 2.1 y 2.2), es uno de los elementos morfotectónicos más elevados y mejor expuestos de la Cordillera de Domeyko, y en ella afloran rocas de origen ígneo, metamórfico y sedimentario, atribuidas, en la literatura, al Paleozoico. A pesar de que su geología ha sido estudiada desde larga data, los últimos estudios realizados dejan en evidencia inconsistencias dentro del mapeo y asignación de unidades que incluyen rocas metamórficas de alto y bajo grado, intrusivos y rocas volcánicas, cuyo origen, edad y significado tectónico aún no han podido ser bien establecidos.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivos generales

El objetivo central de esta tesis es estudiar la zona sur de la Sierra Limón Verde y, especialmente, la región ubicada al este de la falla homónima con el fin de caracterizar las diversas unidades de rocas metamórficas y sedimentarias a través de trabajos de campo, petrografía y dataciones absolutas U-Pb (LA – ICP - MS) de circones.

1.3.2 Objetivos específicos

Los trabajos requeridos para lograr el objetivo principal incluyen un mapeo detallado a escala 1:50.000, acompañado de estudios petrográficos y geocronológicos incluyendo el análisis U-Pb de las poblaciones de circones de las unidades metasedimentarias. De igual modo se efectuará una caracterización de las rocas plutónicas que las intruyen y rocas volcánicas del Paleozoico superior considerando también dataciones U-Pb en circones a fin de determinar con precisión los diversos eventos magmáticos que ocurrieron en este sector de la Cordillera de Domeyko. Los datos así obtenidos serán utilizados como base para discutir y validar los modelos que han sido propuestos para la evolución tectónica paleozoica de la Región de Antofagasta.

1.4 Metodología

1.4.1 Muestreo y mapeo

Este estudio fue realizado en base a siete campañas de terreno de entre 7 y 12 días, realizadas entre Abril del 2010 y Diciembre del 2011. Todas estas campañas fueron auspiciadas por Antofagasta Minerals S.A. y algunas de ellas fueron realizadas con el apoyo de los geólogos Constantino Mpodozis, Javier Ignacio Valenzuela, Carlos Marquardt, María Fernanda Soto y Cesar Arriagada.

El trabajo en terreno consistió en la revisión de cada una de las unidades geológicas descritas en este trabajo, considerando su litología y contactos. El mapeo de campo fue realizado sobre imágenes satelitales *QuickBird* a escala 1:25.000, durante el cual se recolectaron 157 muestras de mano, de las cuales se confeccionaron 78 cortes transparentes, y 16 muestras de aproximadamente ~ 10 kg para realizar análisis geocronológicos. Las coordenadas de las ubicaciones de estas últimas muestras están documentadas en el texto.

El trabajo de gabinete consistió en la confección del mapa geológico 1:50.000 del área comprendida entre las coordenadas 485202 y 511000 E, y 7496695 y 7471500 N, empleando el software *ArcGIS* versiones 9.3 y 10.0.

1.4.2 Dataciones U-Pb (LA- ICP - MS) de circones

La separación de circones necesaria para los estudios geocronológicos, fue realizada por el Sr. Juan Vargas en el Laboratorio de Minerales del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Entre 1 y 3 kg de roca fueron molidos en un molino circular de Cr - acero y repetidamente tamizados hasta un tamaño de grano menor a 400 μm . Los minerales pesados no magnéticos fueron separados usando un plato de oro y un imán manual de Fe-B-Nd. Los circones fueron escogidos a mano desde el concentrado de minerales pesados, utilizando una lupa. Los cristales seleccionados fueron colocados en cinta adherente de doble contacto y luego se vertió resina epóxica sobre los circones en un molde de 2,5 cm de diámetro. El montaje fue secado por 12 horas y pulido usando papel de lija limpio y una pulidora de plato giratorio. Luego las muestras fueron lavadas con ultrasonido en agua destilada.

Los análisis de U-Pb mediante LA – ICP - MS en circones fueron efectuados por el Dr. Victor Valencia en la Universidad *Washington State*, Pullman, Estados Unidos, luego de haber obtenido las imágenes catodoluminiscentes de cada set de granos, usando un equipo láser *New Wave Nd:YAG UV 213-nm* acoplado a un ICP - MS, de colector simple, doble foco y sector magnético *ThermoFinnigan* modelo *Element 2*. Los procedimientos operativos y parámetros fueron modificados de Chang *et al.* (2006). El diámetro del haz y su tasa de repetición son 30 μm y 10 Hz, respectivamente. El transporte de los aerosoles de las muestras al plasma fue hecho por gases de He y Ar. Cada análisis consistió en la medición de un blanco seguido por 250 barridos a través de las masas 204, 206, 207, 208, 232, 235 y 238, tomando aproximadamente 30 segundos. El fraccionamiento independiente del tiempo fue corregido por la normalización de las razones $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$ y $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ con respecto a las mediciones en circones estándares (Chang *et al.*, 2006). En el laboratorio se usan dos circones estándares: Plešovice, de una edad de $337,13 \pm 0,37$ Ma (Slama *et al.*, 2008) y FC-1, con una edad de 1099 ± 3 Ma (Paces y Miller, 1993).

La Tabla I del Anexo B muestra las razones isotópicas determinadas por el método U-Pb LA – ICP - MS para todos los circones de las muestras datadas en este estudio. Para todos los casos, el análisis de los resultados se realizó utilizando el software ISOPLOT/EX 4.15 (Ludwig, 2003) desarrollado por el Berkeley Geochronology Center, lo cual en una primera instancia permite determinar la edad ponderada para cada grano, edad con el algoritmo *Zircon Age Extractor* y los parámetros de concordia. Para los resultados, se consideró la nomenclatura dada por la Carta Estratigráfica Internacional, desarrollada por la IUGS (*International Union of Geological Sciences*) en 2013 (Anexo A), en base a la escala de tiempo de Gradstein et al. (2012).

2. GENERALIDADES

2.1 Ubicación de la zona de estudio y vías de acceso

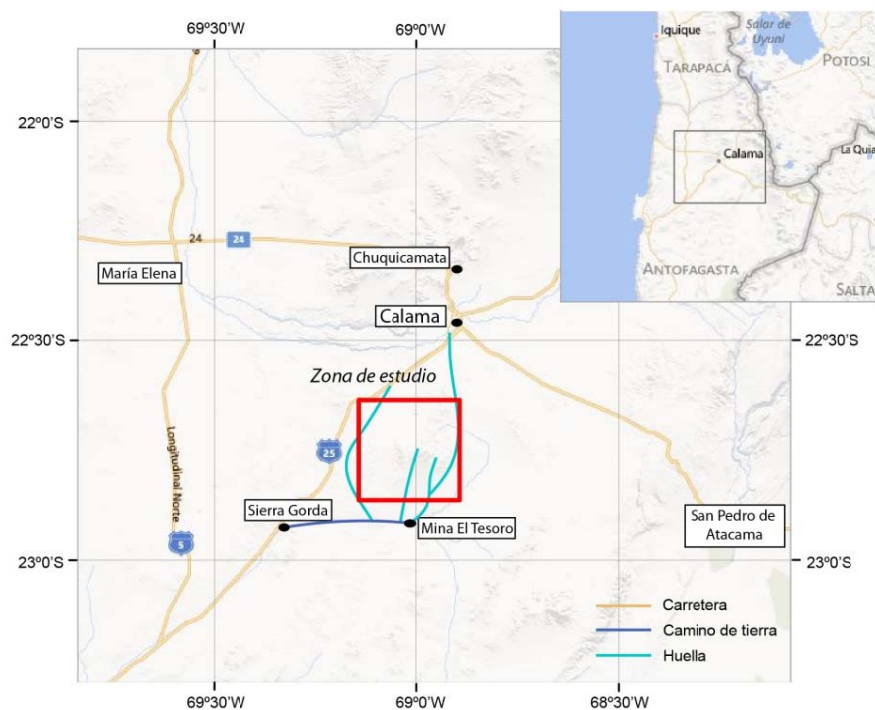


Figura 2.1: Mapa con la ubicación de la zona de estudio y sus principales vías de acceso.

El área de estudio se encuentra ubicada al sur de Calama, en la Región de Antofagasta, entre los 22°38' – 22°52' de latitud sur y los 69°09' – 68°54' de longitud oeste (Figura 2.1) e incluye parte importante de la Sierra Limón Verde, Pampa Quenante y Pampa Limón Verde. El acceso más directo a esta zona desde Calama, en dirección suroeste, se logra a través de la Ruta 25. Esta ruta empalma con una huella, utilizada para la instalación de tendido eléctrico, con el que se puede acceder a la Sierra Limón Verde desde el oeste. Otras alternativas son las huellas que salen desde el camino que conecta Sierra Gorda con la Mina El Tesoro. Las huellas principales se indican en la Figura 2.1. Al Cerro Limón Verde se puede acceder fácilmente gracias a una huella que llega hasta la antena que se encuentra en la parte más alta de la sierra.

2.2 Marco geológico

La evolución del margen occidental de Gondwana incluye una compleja historia de acreción de terrenos autóctonos y parautóctonos.

Uno de éstos corresponde al Basamento de Arequipa - Antofalla (AAB), de edad paleoproterozoica a paleozoica inferior (Figura 2.2; *e.g.* Dalmayrac *et al.*, 1977; Lehmann, 1978; Shackleton *et al.*, 1979; Damm *et al.*, 1990, Wörner *et al.*, 2000; Loewy *et al.*, 2004). Su acreción a Amazonia habría ocurrido durante la Orogenia Sunsás en el Mesoproterozoico (1,2 – 1,0 Ga) (*e.g.* Dalziel, 1994, Loewy *et al.*, 2004). Rocas de esa edad se encuentran actualmente aflorando en la Provincia Sunsás, al oeste de Brasil, aunque la ocurrencia de circones de esa edad es común en las rocas sedimentarias más jóvenes del margen oeste de Sudamérica.

Producto de una rotación en sentido horario de AAB, el bloque de Arequipa-Antofalla se habría separado del borde de Gondwana durante el Cámbrico tardío (*e.g.* Forsythe *et al.*, 1993; Dalziel *et al.*, 1994). Durante su reaproximación al margen, en el Ordovícico temprano, se habría generado una zona de subducción hacia el este, con un arco magmático activo asociado (*e.g.* Breitkreuz *et al.*, 1989; Bahlburg y Hervé, 1997). Los productos de este arco, también llamado ‘Faja Eruptiva de la Puna Occidental’, están representados, en Chile, en las facies volcánicas del Complejo Ígneo y Sedimentario del Cordón de Lila, al sur del Salar de Atacama (*e.g.* Palma *et al.*, 1986; Niemeyer, 1989; Coira *et al.*, 1999; Figura 2.2). El desarrollo de este arco culmina con la acreción definitiva del AAB, durante la Fase Oclóyica del Ordovícico tardío (Forsythe *et al.*, 1993; Ramos *et al.*, 1993), cuando éste pasa a formar parte del ‘Arco Puneño’, alto topográfico que incluye al arco volcánico extinto (*e.g.* Bahlburg *et al.*, 1987).

Durante el Devónico superior a Carbonífero Inferior, se habría desarrollado, en el norte de Chile, la acumulación de secuencias sedimentarias en ambiente general de margen pasivo. Durante este periodo, la sedimentación clástica ocurrió en un ambiente de plataforma silicoclástica al este acompañada por la acumulación de depósitos turbidíticos hacia el oeste (Harrington, 1961; Moraga *et al.*, 1974; Cecioni y Frutos, 1975; Breitkreuz y Bahlburg, 1985; Niemeyer *et al.*, 1985; Breitkreuz, 1985, 1986b; Bahlburg y Hervé, 1997; Niemeyer *et al.*, 1997b; J. Cortés, 2000; Basso, 2004; González y Niemeyer, 2005; Figura 2.2). Los depósitos

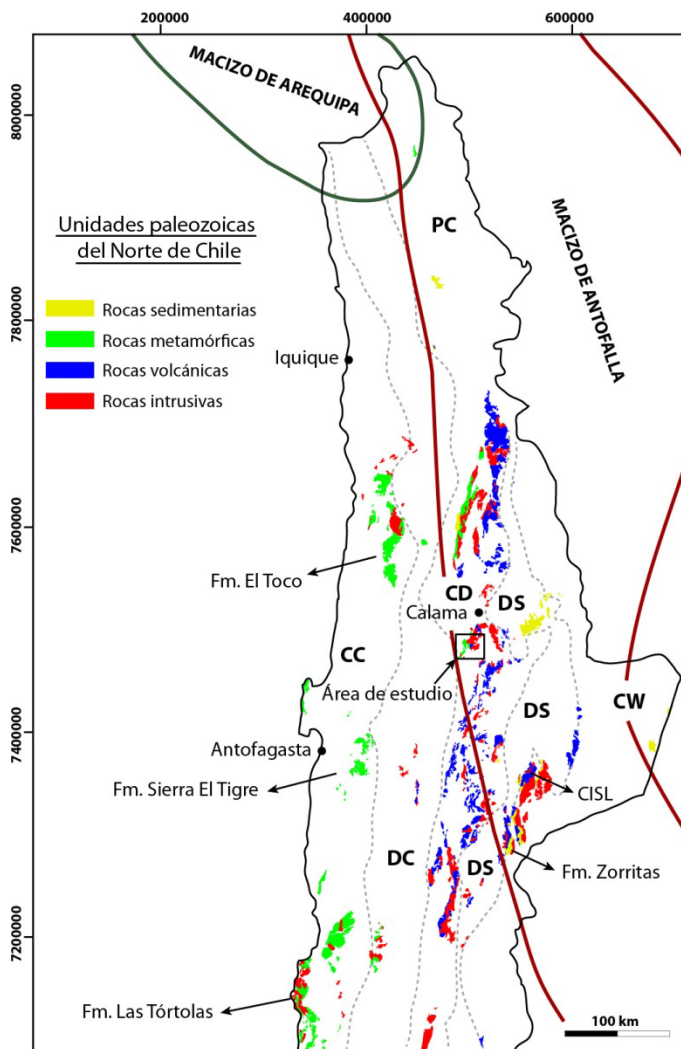


Figura 2.2: Mapa del Norte de Chile con los afloramientos de rocas paleozoicas. CC: Cordillera de La Costa, DC: Depresión Central, CD: Cordillera de Domeyko, DS: Depresión de los Salares, CW: Cordillera Occidental. Modificado de SERNAGEOMIN (2003). Ubicación de los macizos de Arequipa y Antofalla de Ramos (2008).

plataformales están representados típicamente al Sur del Salar de Atacama en el Cordón de Lila y Sierra de Almeida (ej. Formación Zorritas) y los turbidíticos en la Cordillera de la Costa (Formaciones Las Tórtolas, El Toco y Sierra del Tigre). Estos últimos se encuentran, en general, plegados y metamorfizados por el Evento El Toco, que se atribuye al Carbonífero Superior (Bahlburg y Breitkreuz, 1991; Bahlburg y Hervé, 1997).

Complejos magmáticos de edad carbonífera media a triásica han sido identificados como parte de un gran cinturón magmático que se extiende en los Andes Centrales desde Perú hasta la Provincia de La Pampa, Argentina (Chew *et al.*, 2007b; Miskovic y Schaltegger, 2009; Mpodozis *et al.*, 1993; Gregori y Benedini, 2013; Gregori *et al.*, 2003; Kleiman y Japas, 2009; Rocha – Campos *et al.*, 2011; Kay *et al.*, 1989; Llambías y Sato, 1990, 1995) el que se manifiesta como pulsos magmáticos discretos (Miskovic *et al.*, 2009; Hervé *et al.*, 2013), resultado de subducción y/o extensión y fusión cortical, durante las últimas etapas del amalgamamiento de Gondwana y las etapas iniciales del desmembramiento de Pangea (*e.g.* Davidson *et al.*, 1985; Breitkreuz *et al.*, 1989; Brown, 1990; Mpodozis y Kay, 1992; Breitkreuz y

Zeil, 1994; Bahlburg y Hervé, 1997; Lucassen *et al.*, 1999b; Tomlinson y Blanco, 2007; Hervé *et al.*, 2013b, Chew *et al.*, 2007b).

La etapa de desmembramiento de Pangea, entre el Triásico y el Jurásico Temprano, está caracterizada por el desarrollo de una serie de cuencas de rift (Franzese y Spalletti, 2001; Charrier, 1979) y una disminución o cese de la subducción (*e.g.* Mpodozis y Kay, 1992). La reanudación de la subducción a partir del Jurásico temprano se manifiesta con el desarrollo de un sistema de arco de islas y una cuenca de trasarco marina, que perdura hasta el Cretácico Inferior (*e.g.* Mpodozis y Ramos, 1989). A partir del Cretácico Superior hasta el presente en el margen dominan procesos de tectónica compresiva con la progresiva construcción del Orógeno Andino actual (*e.g.* Mpodozis y Ramos, 1989; Somoza y Zaffarana, 2008; Charrier *et al.*, 2009).

2.3 Trabajos anteriores

En la Sierra Limón Verde se concentra un número importante de estudios geológicos. Los primeros fueron realizados por Harrington (1961), Pérez y Levi (1961) y por Montaña (1976), quienes reconocieron parte de las rocas metamórficas e intrusivas que allí afloran.

Posteriormente Baeza (1976, 1984), como parte de su tesis de doctorado, reconoció la ocurrencia de una asociación de esquistos cuarzo micáceos, anfibolitas y cuarcitas subordinadas formando parte del Complejo Metamórfico Limón Verde (CMLV), al que Godoy (1983) había asignado una edad precámbrica. Hervé *et al.* (1985, 2007) y Cordani *et al.* (1988) indican edades del Paleozoico medio para el protolito de este complejo. Estudios petrológicos y geoquímicos del CMLV fueron realizados por Hervé (1982), Rogers (1985), y Rogers y Hawkesworth (1989). Hervé *et al.* (1985, 2007) y Cordani *et al.* (1988), junto a los de Baeza y Venegas (1984), Damm *et al.* (1986, 1990), Hervé (1988) y Lucassen *et al.* (1999b) los incluyen en un posible escenario tectónico de prisma de acreción del Paleozoico superior. Además, Baeza (1984) indica, en base a sus estudios petrográficos y tectónicos, que la zona de Limón Verde podría corresponder a una cuenca desarrollada en la parte interna de un margen continental activo. Los últimos estudios realizados en el CMLV comprenden estudios petrológicos que indicarían condiciones de metamorfismo de alta presión y baja temperatura para los esquistos y metabasitas (Lucassen *et al.*, 1999a; Soto, 2013). Hervé *et al.* (2010) obtuvieron, recientemente, una edad mesoproterozoica para un clasto de un conglomerado, que en trabajos de mapeo regional (*e.g.* Mpodozis *et al.*, 1993) aparecen formando parte del CMLV.

Estos trabajos, en parte, fueron incorporados al mapa geológico regional a escala 1:250.000 publicado por Marinovic y Lahsen en la Hoja Calama (1984), al mapa del norte de la Sierra Limón Verde escala 1:100.000 de Baeza (1984) y al de la Sierra Limón Verde escala 1:100.000 realizado por Marinovic (en Mpodozis *et al.*, 1993), trabajos que incluyen una caracterización de las unidades intrusivas y volcánicas que constituyen gran parte de la Sierra Limón Verde y cuya edad paleozoica superior fue documentada, en este último trabajo, en base a numerosas edades K-Ar y a algunas dataciones U-Pb, acompañadas de datos geoquímicos y estructurales.

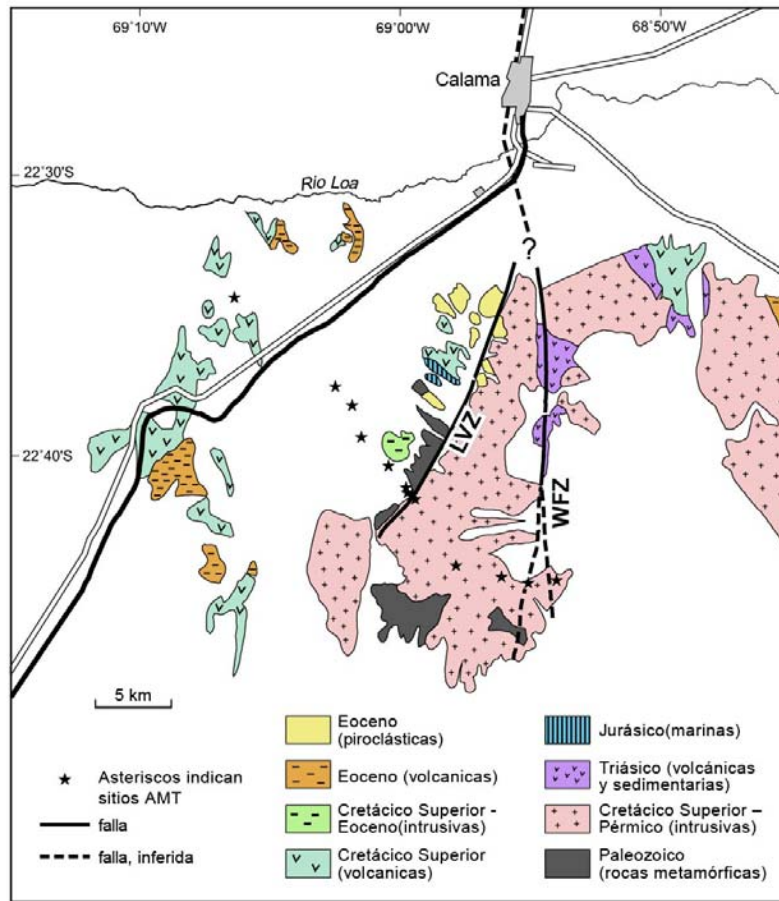


Figura 2.3: Mapa simplificado de la Sierra Limón Verde con la distribución de las principales unidades y ubicación de los sistemas de falla Limón Verde (LVZ) y Oeste (WFZ). Modificado de Jensen *et al.* (2002).

Jansen *et al.* (2002) realizaron un estudio de la estructura interna de los sistemas de fallas precordilleranos, con un mapa simplificado de la Sierra Limón Verde, que se muestra en la Figura 2.3, incluyendo a la Falla Limón Verde dentro del Sistema de Falla de Domeyko. Tomlinson y Blanco (2007), hasta ahora, fueron los últimos en realizar un estudio regional de la zona de estudio, en el marco de una investigación realizada para CODELCO en el Distrito Chuquicamata. En este trabajo se discuten diversos modelos sobre el mecanismo de emplazamiento en el CMLV. El trabajo más reciente corresponde al modelamiento análogo realizado por Nalpas *et al.* (2011), quienes proponen la presencia y rotación del “Núcleo rígido Sierra Limón Verde” para explicar la deformación regional.

3. GEOLOGÍA DEL BASAMENTO DE LA SIERRA LIMÓN VERDE

3.1 Introducción

Los estudios de campo realizados en el marco de esta tesis han demostrado, tal como se indica en el Mapa Geológico que acompaña al texto y en la Figura 3.1, que la Sierra Limón Verde está cortada por un sistema de fallas regionales, la más conspicua de las cuales corresponde a la Falla Limón Verde, que la limita por el oeste, de tal modo que la continuidad de las unidades geológicas a través de estas fallas no es fácil de efectuar. Esta situación es

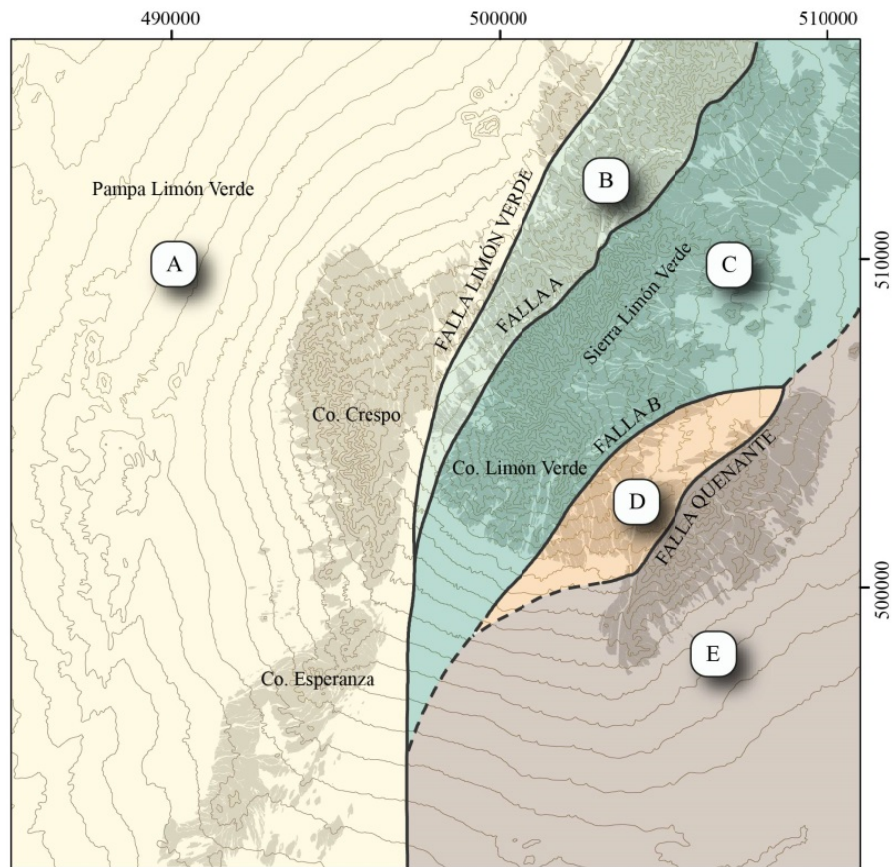


Figura 3.1: Esquema que destaca en gris lo que corresponde al basamento de la Sierra Limón Verde e indica con letras de la A a la E los cinco dominios constituyentes de este basamento, cada uno correspondiente a un cuerpo alargado de dirección subparalela a la Sierra Limón Verde, caracterizados por su altura, foliación, litología y por estar separados entre sí por importantes fallas, indicadas como líneas oscuras.

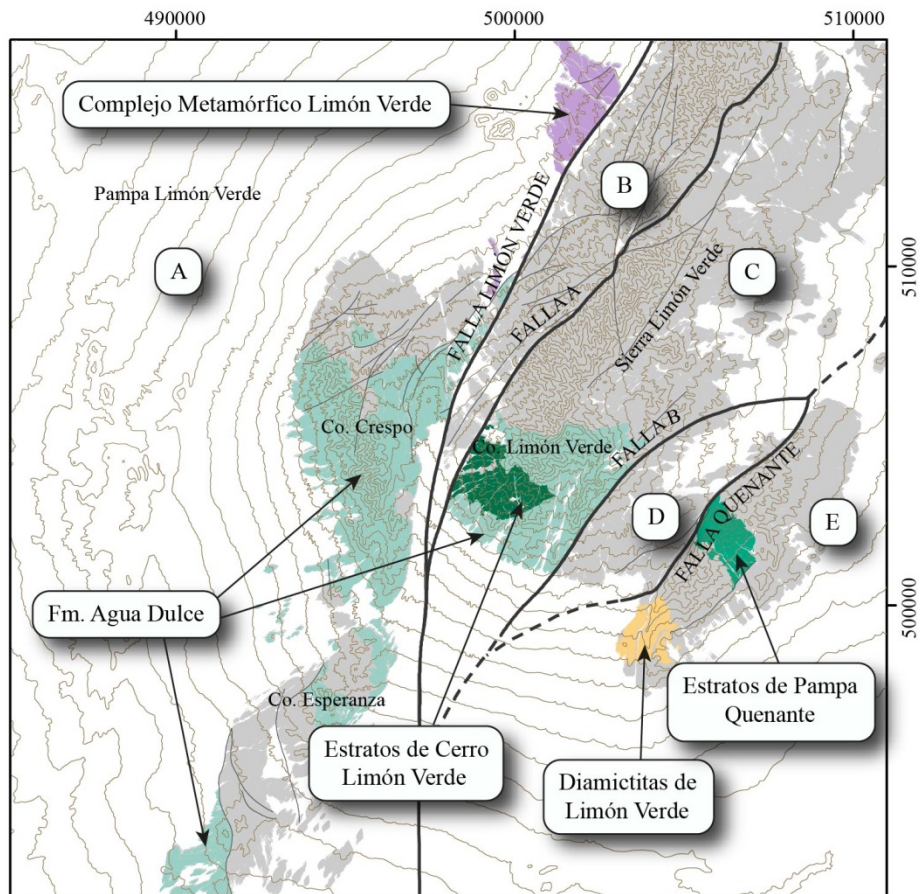


Figura 3.2: Mapa que indica la ubicación de los dominios, sus fallas límite dentro de la Sierra Limón Verde y la distribución de las unidades estratificadas y metamórficas que componen parte del basamento pre-mesozoico de esta cadena.

especialmente notable para las unidades de rocas sedimentarias y metamórficas que muestran importantes cambios tanto en su litología, edad y grado de metamorfismo entre los distintos bloques, limitados por las fallas mencionadas. Aunque varias unidades de rocas volcánicas e intrusivas se repiten en dos o hasta tres de los dominios, sus grandes variaciones en cuanto al grado metamórfico entre un dominio y otro indican que la Sierra Limón Verde está formada por un conjunto de jirones (*slivers*) tectónicos, y que las fallas que los limitan poseen movimientos de importancia tanto en sentido vertical como horizontal. Estos dominios estructurales servirán en el texto como una guía tanto para la organización del mapa geológico como para la descripción y comparación de las unidades estratigráficas descritas en este trabajo.

La Figura 3.1 indica los cinco diferentes dominios estructurales, separados por fallas, que caracterizan a la Sierra Limón Verde: El **Dominio A**, el más occidental, está limitado al oriente por la Falla Limón Verde y su rasgo más distintivo es la ocurrencia, junto a las rocas volcánicas (*Formación Agua Dulce* de García, 1967) e intrusivas del Carbonífero Superior - Pérmico Inferior, de rocas afectadas por metamorfismo de alta P/T, como las anfibolitas y esquistos de granate pertenecientes al *Complejo Metamórfico Limón Verde* (Hervé *et al.*, 1985), cubiertas en discordancia angular por secuencias sedimentarias continentales y marinas del Mesozoico inferior (Mpodozis *et al.*, 1993). El **Dominio B** entre las fallas Limón Verde y la Falla "A" (así denominada debido a la falta de toponimia geográfica existente en la zona) corresponde a un lente tectónico constituido esencialmente por *Intrusivos del Carbonífero Superior – Pérmico Inferior* (dioritas hasta sienogranitos).

El **Dominio C** es un bloque de orientación nor-noreste que incluye la zona más elevada de la Sierra Limón Verde (Cerro Limón Verde, 3.600 m de altura). Está limitado por las fallas A y B, coalescentes, hacia el sur, con la Falla Limón Verde (Figura 3.1). A diferencia de los dominios anteriores, este incluye, como unidad más antigua, rocas sedimentarias de muy bajo grado metamórfico (*Estratos de Cerro Limón Verde*) que incluye una sucesión de grauvacas, conglomerados y pizarras, débilmente foliadas, cubierta en discordancia angular por tobas riolíticas y brechas piroclásticas ácidas de la Formación Agua Dulce e intruidas por un gran plutón monzogranítico del Carbonífero - Pérmico. El **Dominio D**, que forma una zona topográficamente deprimida (3.000 m de altura promedio) de forma lenticular, entre las fallas B y Quenante, está constituido, nuevamente, sólo por intrusivos de grano grueso, en parte cataclásticos, del Paleozoico superior. Finalmente, el **Dominio E**, el más oriental, se encuentra al este de la Falla Quenante y su morfología corresponde a una sierra continua, de menor altura que el Dominio C (de una altura máxima de 3.150 metros). Litológicamente resulta ser el dominio más heterogéneo, ya que además de presentar plutones del Carbonífero Inferior y del Carbonífero - Pérmico, incluye una unidad de metaconglomerados (*Diamictitas de Limón Verde*) y otra de metacuarcitas, con intercalaciones de metabasitas, de bajo grado metamórfico (*Estratos de Pampa Quenante*); ambas afectadas por un clivaje penetrativo y aflorando como *roof pendants* dentro de los granitoides.

3.2 Unidades estratificadas y metamórficas

3.2.1. Diamictitas de Limón Verde (pɛdlv)

Proterozoico Superior (?)

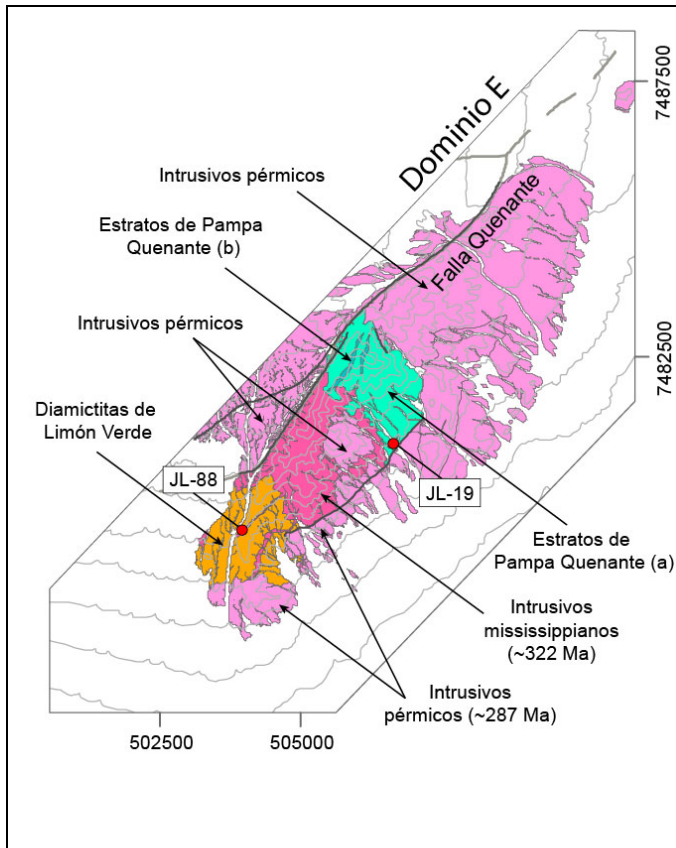


Figura 3.3: Mapa geológico de la zona suroriental del área de estudio, mostrando la distribución de los afloramientos de las Diamictitas de Limón Verde, de los Estratos de Pampa Quenante y sus relaciones de contacto con los intrusivos mississippianos y pérmicos (edades en Capítulo 3.3). Se indica además la ubicación de las muestras JL-88 (Ver Figuras 3.6 y 3.10)

sureste (Figura 3.4).

Las Diamictitas de Limón Verde corresponden a un conjunto de rocas meta-sedimentarias que afloran exclusivamente en el extremo sureste de la Sierra Limón Verde (Figura 3.2) y que, aunque habían sido reconocidas con anterioridad, habían sido incluidas dentro del Complejo Metamórfico Limón Verde por Hervé *et al.* (1985) y Mpodozis *et al.* (1993). Su base no está expuesta, ya que aflora como un *roof pendant* entre granitoides del Carbonífero Inferior y Pérmico Inferior (Figura 3.3). La unidad está formada por una sucesión estratificada de aproximadamente 1.500 m de espesor expuesto, que incluye conglomerados y meta-areniscas cuarcíferas finas dispuestas en capas centimétricas a métricas, y algunas capas de meta-areniscas finas a medias de color rojizo. La secuencia está afectada por una foliación espaciada, aparentemente paralela a S_0 , cuyo rumbo varía de este-oeste a noreste y su manteo es subvertical o fuertemente inclinado al

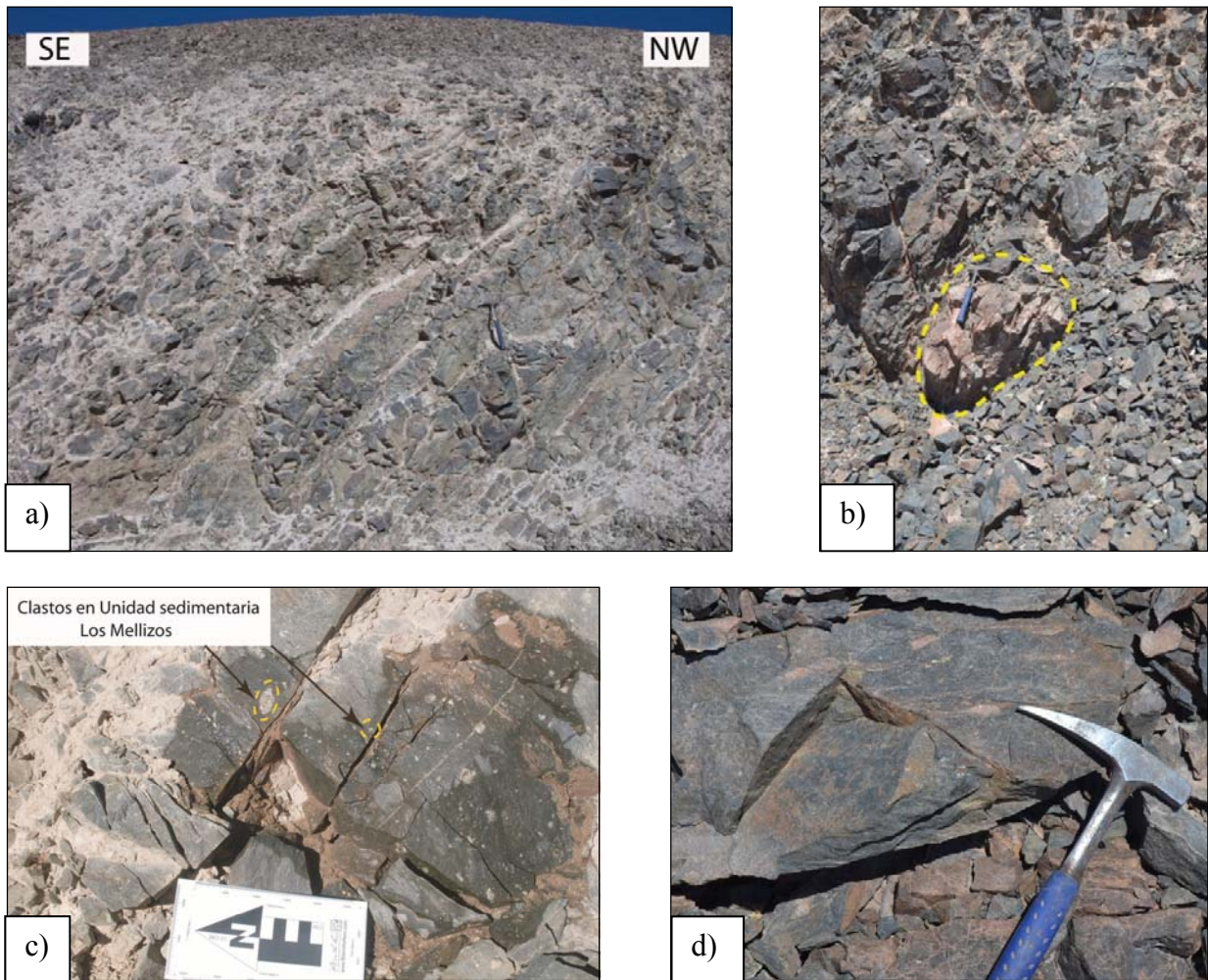


Figura 3.4: Fotos de campo de los conglomerados que forman parte de las Diamictitas de Limón Verde. (a) Capas de areniscas manteando al SE. (b)-(d) Conglomerados (diamictitas) matriz soportados. (b) Clasto granítico decimétrico en matriz foliada. (c) Aspecto típico de los conglomerados mostrando las relaciones entre clastos y matriz. (d) Clastos sienograníticos alargados paralelamente a la foliación.

Los metaconglomerados, oligomícticos, son rocas matriz soportadas, con granos de cuarzo, y clastos subredondeados y subangulosos de granito, en parte foliados, de color anaranjado y blanco, cuyo diámetro varía entre algunos milímetros hasta ~1 m (Figuras 3.4 b-d). Éstos se disponen junto a los granos de cuarzo, formando en la matriz que conforma entre un 70% y un 90% de la roca. Los clastos corresponden principalmente a monzogranitos y a sienogranitos que, al microscopio, presentan una textura holocristalina, hipidiomórfica y equigranular, con cristales de hasta 2 mm de largo de plagioclasa sericitizada, cuarzo y feldespato

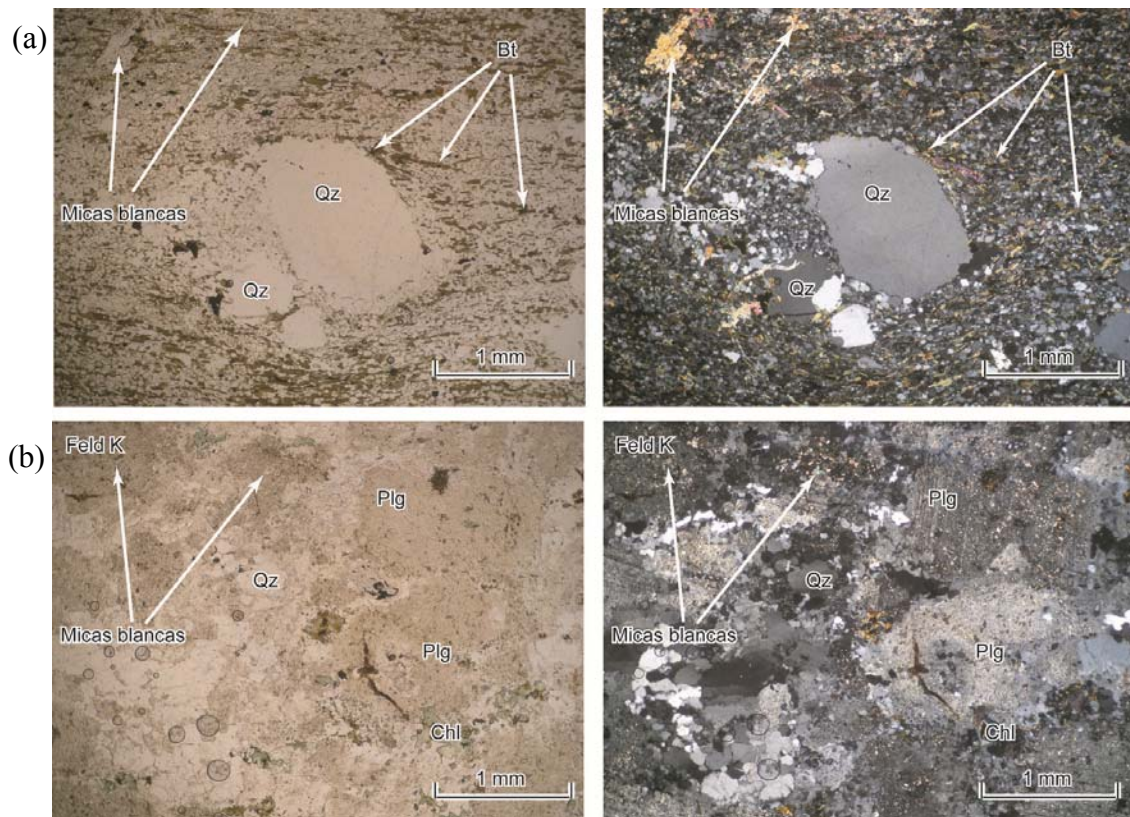


Figura 3.5: Microfotografías de Las Diamictitas de Limón Verde. (a) Muestra JL-5. Porfiroclasto de cuarzo en matriz foliada con biotita y micas blancas de neoformación. A nícoles paralelos a la izquierda y a nícoles cruzados a la derecha. (b) Muestra JL-7. Microfotografía de uno de los clastos graníticos. Qz: cuarzo, Bt: biotita, Plg: plagioclasa, Feld K: feldespato potásico, Chl: clorita

potásico (muestra JL-7 en Figura 3.5b). La matriz, formada por meta-arenisca fina micácea (Figura 3.5a), está constituida principalmente por granos de cuarzo y, en menor proporción, feldespato potásico. Ésta incluye, además, una gran cantidad de biotita y mica blanca, de origen metamórfico, que forman cristales equigranulares de $<0,1$ mm de largo, dispuestos paralelos a la foliación. En muchos casos estos minerales forman cúmulos alrededor de porfiroclastos de cuarzo con colas de deformación (Porfiroclastos σ) o bien en torno a los clastos graníticos (Figura 3.5a).

Dentro de la matriz de las meta-areniscas se presenta, además, otra familia de micas (muscovita) que forma cristales de mayor tamaño ($<0,5$ mm). Éstas no se ordenan como las micas más pequeñas, siguiendo la foliación principal, y pueden haberse formado a consecuencia

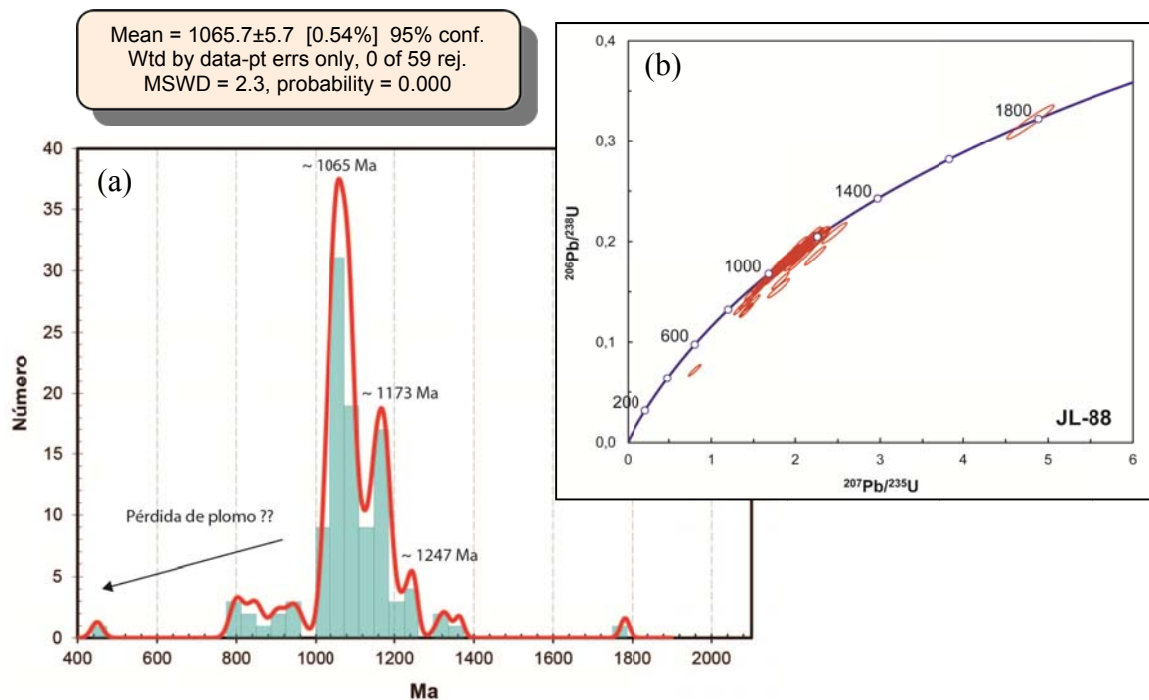


Figura 3.6: Diamictitas de Limón Verde, muestra JL-88 (areniscas de la matriz de los conglomerados). (a): Gráfico de distribución de densidad de probabilidades de la edad de granos individuales de circones. (b): Diagrama de concordia (*Wetherill's Concordia*).

de un evento sobreimpuesto de metamorfismo estático. Algunos óxidos de Fe y otros opacos no diferenciados, en un porcentaje menor, forman también parte de la mineralogía.

Geocronología

Las Diamictitas de Limón Verde están intruidas, entre otros, por un plutón sienogranítico en el cual se obtuvo una edad U-Pb en circones de $322.5 \pm 2.0/-3.4$ Ma (Figura 3.3) lo que indica que la edad mínima de depósito para las diamictitas es el Mississippiano Superior. Con el fin de conocer, tanto la edad máxima de acumulación del protolito como para identificar los diferentes aportes de circones y analizar su proveniencia se efectuó la separación de circones detríticos de la muestra JL-88 (meta-arenisca fina de la matriz de los conglomerados, coordenadas UTM: 503859 E, 7479368 N, ubicación en la Figura 3.3). De los 110 circones analizados, la mayoría se ubica sobre la línea de concordia y más del 50% de éstos (59 granos) forma parte de un grupo muy bien definido centrado a los ~1065 Ma (Steniano), mientras que dos máximos secundarios, se ubican a

~1173 Ma (25 granos) y a ~1247 Ma (5 granos). Considerando los circones que están sobre la concordia y conforman el *peak* más joven, fue calculada la edad de la muestra con el algoritmo *Weighted Average Age*, dando como resultado una edad de **1065.7±5.7 Ma** (error a 2σ) con una desviación estándar (MSWD) de 2.3 (Figura 3.6). El conjunto de estos valores es consistente con la edad U-Pb (SHRIMP) de *ca.* 1060 Ma reportada por Hervé *et al.* (2010) para uno de los clastos graníticos. Sólo 4 circones presentan edades más antiguas comprendidas entre los ~1.300 y los ~1.800 Ma (Figura 3.6a). Edades más jóvenes, entre los ~450 y los ~980 Ma se deberían a la pérdida de plomo ya que estos grupos se ubican fuera de la línea de concordia en el gráfico Wetherill's Concordia (Figura 3.6b). Los antecedentes anteriores indican que el valor ~1064 Ma sería la edad máxima de depósito de las diamictitas y que éstas se habrían acumulado en algún momento del lapso de tiempo comprendido entre el Neoproterozoico y el Carbonífero, con una importante y casi exclusiva fuente de sedimentos de edad grenvilliana. Consideraciones tectónicas y correlaciones regionales nos llevan a sugerir que las Diamictitas de Limón Verde se habrían depositado, probablemente, en el Neoproterozoico (ver Capítulo 4.1).

3.2.2. Estratos de Pampa Quenante (DCpq)

Devónico – Carbonífero (?)

Al norte de los afloramientos de las Diamictitas de Limón Verde, se expone otra unidad de rocas metamórficas cuya litología es diferente. Sin relación de contacto alguna con las diamictitas y también intruida por granitoides carbonífero-pérmicos (Figuras 3.3 y 3.8), esa unidad, que en este trabajo denominamos Estratos de Pampa Quenante, se compone principalmente de meta-areniscas cuarcíferas bandeadas de granulometría media con algunos lentes de esquistos de anfíbola y de meta-areniscas calcáreas subordinadas (Figuras 3.3 y 3.7a).

Los Estratos de Pampa Quenante afloran en el centro del Dominio E, al sureste de la Sierra Limón Verde (Figura 3.2), y están afectados por un alto grado de recristalización producida por los plutones que los intruyen, sin que se pueda reconocer en terreno la estratificación primaria. La unidad presenta una penetrativa foliación de rumbo norte-sur y manteo aproximado de 60° E. La mayoría de las rocas que forman parte de los Estratos de Pampa



Figura 3.7: (a) Lentes de esquistos de anfíbola (zonas achuradas) intercalados dentro de las meta-areniscas foliadas de los Estratos de Pampa Quenante. (b) Muestra de mano de las meta-areniscas con bandas irregulares (gris claro y gris oscuro) que definen la orientación de la foliación.

Quenante corresponden a meta-areniscas cuarcíferas de biotita con textura granoblástica, cuyos cristales de cuarzo, con extinción ondulosa y puntos triples entre sus bordes recrystalizados, forman un mosaico equigranular (Figura 3.9a). Sobre éstos se disponen cristales de biotita metamórfica que se orientan de forma subparalela a la foliación. Entre las areniscas se encuentran también variedades de meta-arcosas o meta-subarcosas, con granos de feldespato potásico detrítico que alcanzan entre un 20% y un 40% del volumen total de la roca. Las meta-areniscas incluyen además, en pequeña proporción, cristales de diópsido, titanita, algo de actinolita y calcosilicatos, que se formaron durante el metamorfismo y podrían provenir de una matriz primaria rica en carbonato. Los esquistos de anfíbola corresponden a esquistos de hornblenda y biotita con abundancia de cristales de plagioclasa microcristalina, muscovita, con pocos cristales

de cuarzo y feldespato potásico (Figuras 3.9 b-c). Los minerales de alteración son sericita y titanita, principalmente. Esta asociación mineralógica se relaciona, entonces, a un protolito ígneo de composición intermedia.

Geocronología

La edad mínima de los Estratos de Pampa Quenante está indicada, al igual que para las Diamictitas de Limón Verde, por la edad de *ca.* 323 Ma de uno de los plutones que la intruyen (Figura 3.3). En la Figura 3.10 se presentan los resultados de la datación U-Pb de circones detríticos separados de una muestra de meta-areniscas foliadas de grano fino proveniente del extremo sur de los afloramientos (Muestra JL-19, coordenadas UTM: 506610 E, 7480859 N, ubicación en la Figura 3.3). Los Estratos de Pampa Quenante presentan un espectro de circones detríticos diferente al de las Diamictitas de Limón Verde ya que incluyen circones con edades notablemente más jóvenes, dentro de un amplio rango de edades comprendidas entre el

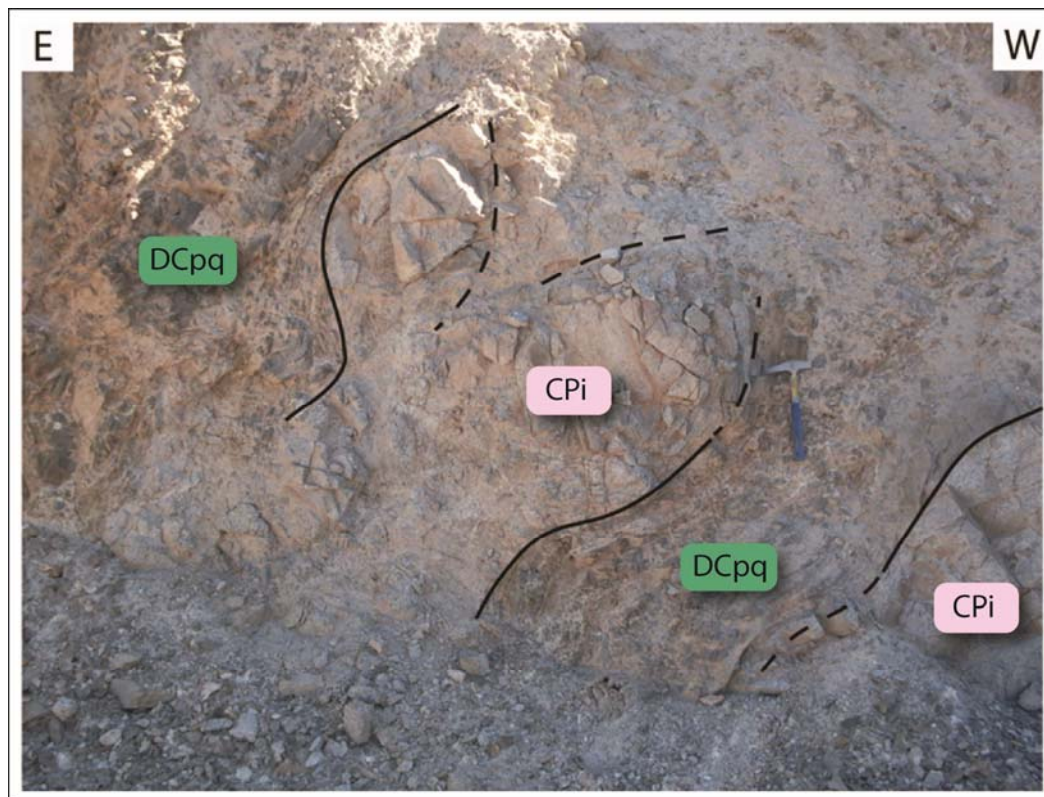


Figura 3.8: Fotografía del contacto entre los *Estratos de Pampa Quenante* (DCpq) y los *Intrusivos del Carbonífero-Pérmico* (CPI). Diques de dicho plutón intruyendo a meta-areniscas foliadas.

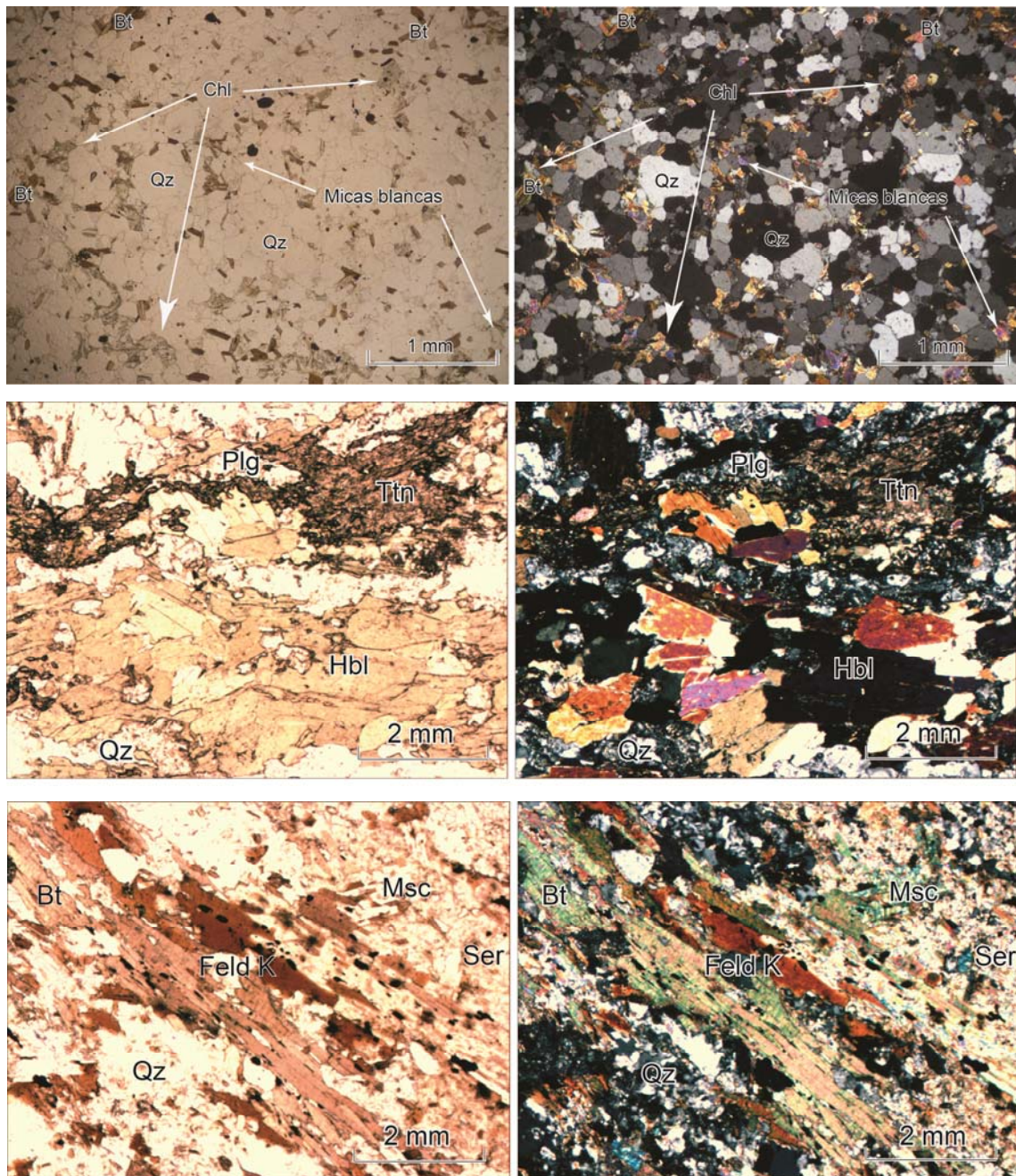


Figura 3.9: Microfotografías a nícoles paralelos (izq.) y cruzados (der.) de muestras de los *Estratos de Pampa Quenante*. (a) Muestra JL-19; meta-arenisca cuarcífera de grano fino a medio y textura granoblástica. (b) Muestra JL-1; esquistos de anfíbola de textura nematoblástica. (c) Muestra JL-38; esquistos de biotita de textura lepidoblástica. Bt: biotita, Chl: clorita, Qz: cuarzo, Plg: plagioclasa, Ttn: titanita, Hbl: hornblenda, Feld K: feldespato potásico, Msc: muscovita, Ser: sericita.

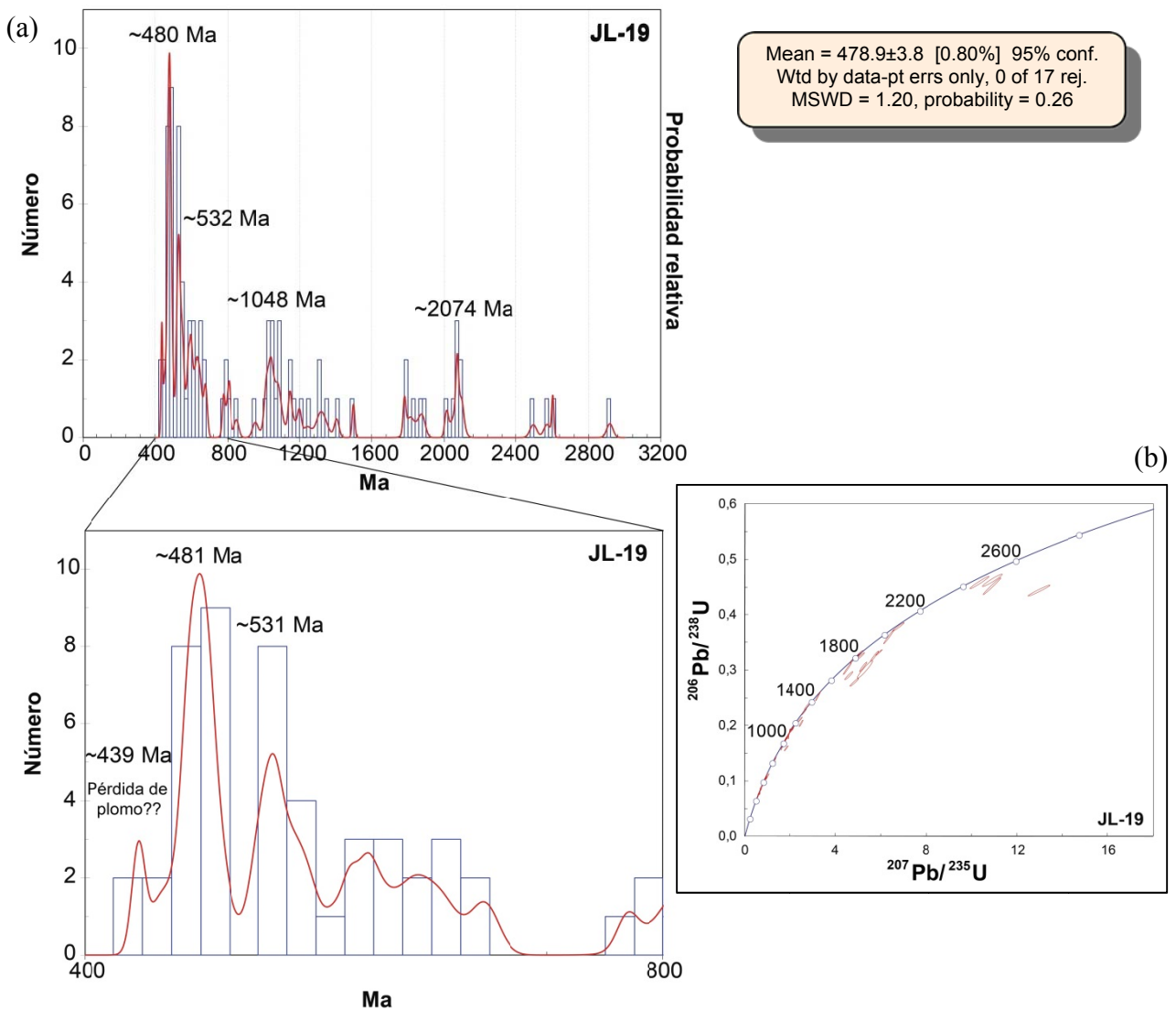


Figura 3.10: Estratos de Pampa Quenante, circones detríticos de la muestra JL-19. (a): Gráfico de distribución de densidad de probabilidades de la edad de granos individuales de circones. (b): Diagrama de concordia (*Wetherill's Concordia*).

Neoarqueano y el Ordovícico. La Figura 3.10a muestra el diagrama de densidad de probabilidades de las muestras más jóvenes (intervalo entre los 800-400 Ma), donde se ubica la mayoría de los circones analizados (50 granos). Dentro de este conjunto destacan dos grupos principales, el primero con edades cercanas a los ~531 Ma (Cámbrico basal) y el segundo, alrededor de ~481 Ma (Tremadociano). Dentro de las sub poblaciones más antiguas se incluyen grupos con edades de ~2074 Ma (6 circones), ~1048 Ma (11 granos) y algunos con edades de ~800, ~1500, ~1800 y ~2600 Ma. Varios de éstos se ubican fuera de la línea de concordia debido

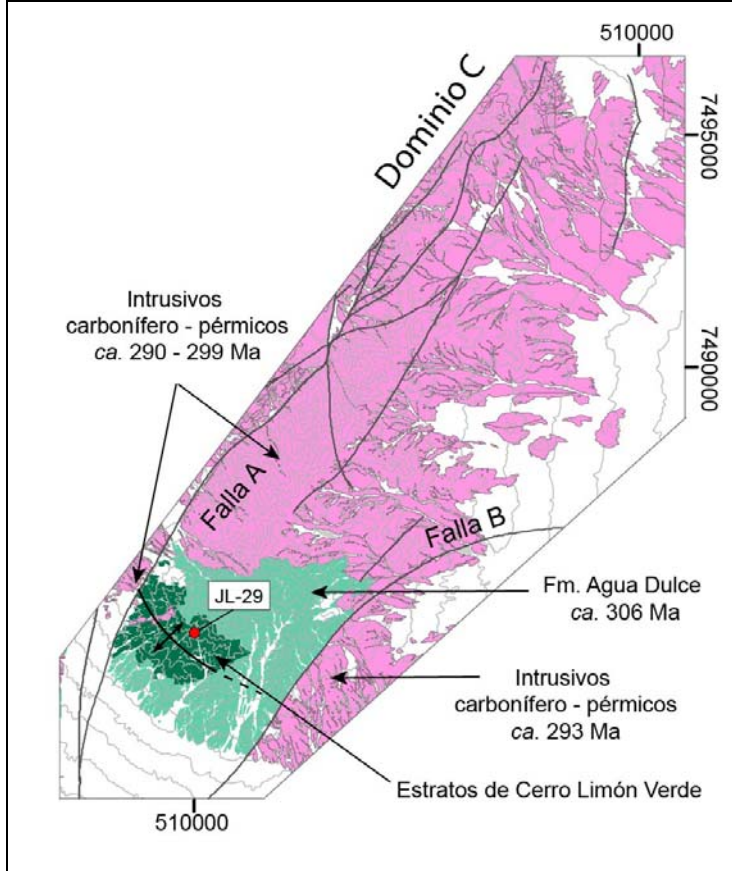


Figura 3.11: Mapa geológico del Dominio C de la Sierra Limón Verde, mostrando la distribución de los afloramientos de los Estratos de Cerro Limón Verde y sus relaciones de contacto con la Formación Agua Dulce e intrusivos carbonífero-pérmicos (edades en Capítulo 3.3). Se indica además la ubicación de la muestra JL-29 (Ver Figura 3.15).

grauvacas de los Estratos de Cerro Limón Verde expuestos en el Dominio C (ver Figura 3.15).

a la probable pérdida de plomo del sistema por lo cual su significado geológico es incierto (Figura 3.10b). Al aplicar el algoritmo *Weighted Average Age* al grupo de 17 circones que conforman el *peak* Tremadociano, cuyas edades están entre ~ 468 y ~ 488 Ma, se obtuvo una edad de **478.9 \pm 3.8 Ma** (error a 2σ) con un MSWD de 1.20. Los cuatro circones más jóvenes de la muestra, cuyas edades varían entre ~ 436 y ~ 454 Ma, se descartaron por ser estadísticamente menos representativos. Este resultado indica que la edad de depósito de los Estratos de Pampa Quenante se ubica en el Paleozoico, entre el Ordovícico y Mississippiano, y que una parte muy importante de los circones detríticos deriva de una fuente de edad ordovícica. El espectro de circones de la muestra JL-19 es totalmente diferente al que caracteriza a las Diamictitas de Limón Verde, pero es muy parecido al obtenido para las

3.2.3. Estratos de Cerro Limón Verde (DCIv)

Devónico – Carbonífero

Los Estratos de Cerro Limón Verde corresponden a una secuencia metasedimentaria de bajo grado formada por areniscas cuarcíferas, areniscas volcanoclásticas, conglomerados y metapelitas, que aflora en la zona sur de la Sierra Limón Verde y que anteriormente había sido incluida en el Complejo Metamórfico Limón Verde tanto por Hervé *et al.* (1985) y Mpodozis *et al.* (1993), aunque su litología es diferente como lo indicaron Montaña (1976), y Tomlinson y Blanco (2007). Su base no está expuesta y se encuentra en el núcleo de un anticlinal envuelto por tobas y riolitas de la Formación Agua Dulce, que la cubren en una discordancia angular. Hacia el oeste sus afloramientos están limitados por la Falla A que la pone en contacto con granitoides del



Figura 3.12: Fotografía (vista al norte) del flanco occidental de la Sierra Limón Verde, mostrando la deformación que afecta a los Estratos de Cerro Limón Verde. En segundo plano aparecen los granitoides del Carbonífero - Pérmico que conforman gran parte de esta sierra.

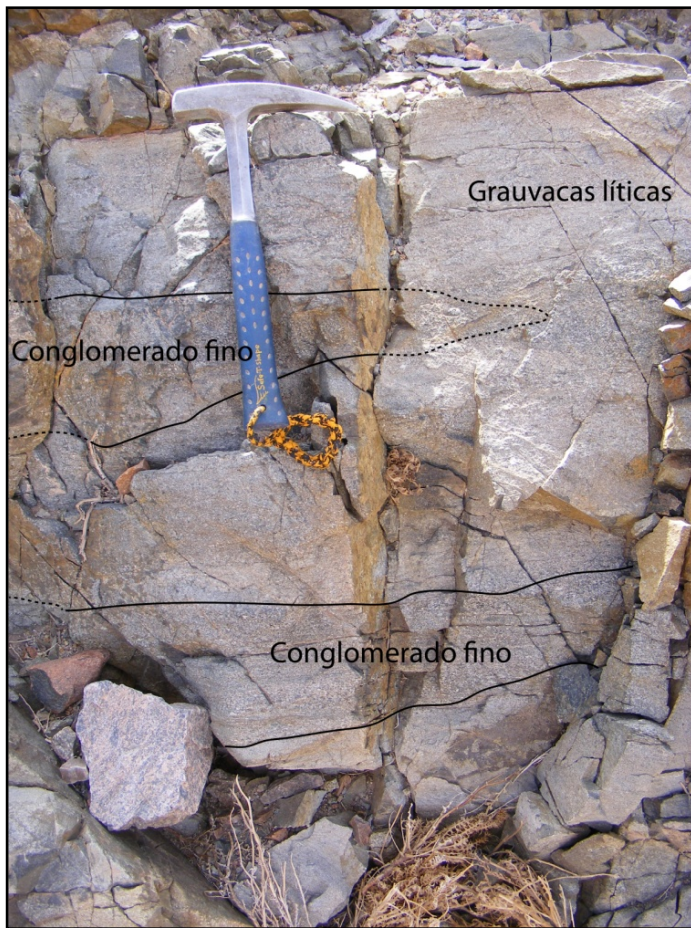


Figura 3.13: Estratos de Cerro Limón Verde. Afloramiento de grauvacas líticas y conglomerados.

Pérmico inferior (Figuras 3.1 y 3.11).

Esta secuencia, plegada (Figura 3.12) y de potencia indeterminada incluye areniscas finas, limolitas y algunas intercalaciones de conglomerados, en general, matriz soportados de granulometría fina a media (Figura 3.13).

Las **areniscas** corresponden a *grauvacas líticas* ricas en cuarzo de color gris oscuro a negro, que constituyen capas de espesor centimétrico y presentan clastos subredondeados a subangulosos de cuarzo y feldespatos potásico, principalmente. En general presentan estratificación horizontal y en algunos casos estratificación cruzada. Al microscopio presentan cristales de plagioclasa y minerales secundarios como illita, sericita, clorita y en algunos casos biotita (Figura 3.14), productos del metamorfismo estático que afecta a la

unidad. Se presentan también capas de *grauvacas líticas volcanoclásticas* de grano medio, con clastos riolíticos y fragmentos de pómez, y *areniscas cuarcíferas*, recristalizadas de grano medio. Las **pelitas** y limolitas se presentan como estratos milimétricos subordinados de color negro intercalados en las grauvacas, compuestas principalmente de cristales de cuarzo. Por otra parte los **conglomerados** corresponden a rocas matriz soportadas a clasto soportadas dispuestas en capas de potencia centimétrica a decimétrica, de mala selección con clastos redondeados y subsféricos de origen volcánico, que llegan a los 1,5 cm de diámetro, y que incluyen fragmentos de pómez.

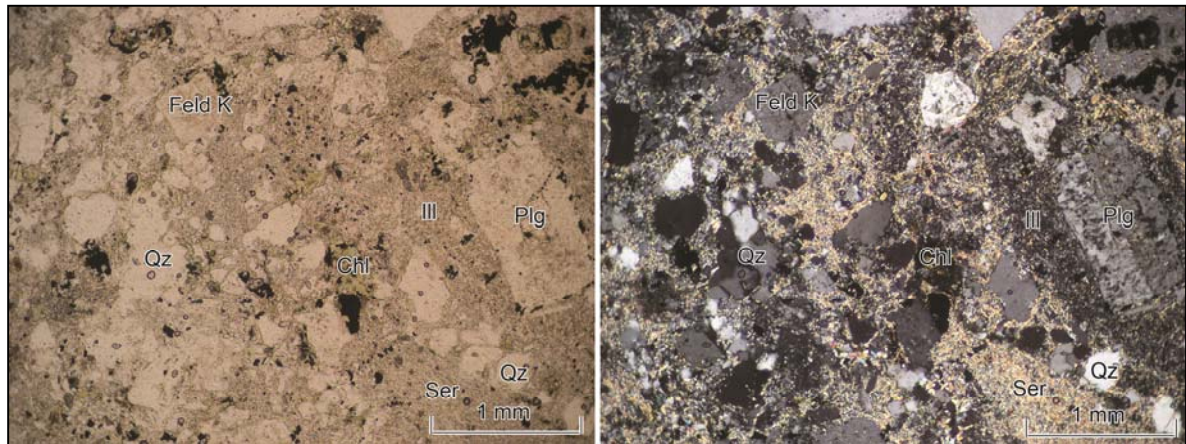


Figura 3.14: Estratos de Cerro Limón Verde. Microfotografías a nícoles paralelos y cruzados de la muestra JL-28. Grauvaca lítica de grano fino cornificada. Qz: cuarzo, Plg: plagioclase, Ill: illita, Chl: clorita, Feld K: feldespato potásico.

Geocronología

La edad de los Estratos de Cerro Limón Verde es más antigua que la edad de la Formación Agua Dulce (Carbonífero Superior, *ca.* 301 Ma), dispuesta discordantemente sobre ellos. La Figura 3.15 presenta los resultados de la datación U-Pb en circones detríticos separados de la muestra JL-29, correspondiente a una grauvaca lítica de grano fino, recolectada en la ladera suroeste del Cerro Limón Verde ((coordenadas UTM: 499963 E y 7483664 N), Figura 3.11). El espectro de edades de los circones de esta muestra presenta una notable similitud al de la población de circones detríticos de la muestra JL-19 de los Estratos de Pampa Quenante. Ambas incluyen circones con edades variables desde el Proterozoico al Ordovícico. La Figura 3.15a muestra el diagrama de densidad de probabilidades de los circones más jóvenes (entre los 800-400 Ma), que incluye 59 de los 97 circones analizados, y dentro del cual destacan tres grupos principales: ~620 Ma (Neoproterozoico), ~542 (Proterozoico-Cámbrico) y ~470 Ma (Ordovícico, Depingiano). Los *peaks* secundarios y más antiguos se presentan a los ~1037 Ma (15 granos), ~1227 Ma (14 granos) y ~1880 Ma (4 granos), todos ellos bien alineados sobre la línea de concordia (Figura 3.15b). Al aplicar a los 18 circones que definen el *peak* ordovícico el algoritmo *Weighted Average Age* se obtuvo una edad de **474.1 ± 4.1 Ma** (error a 2σ) con un MSWD de 0.99. El circón más joven de la muestra tiene una edad de 434.9 ± 9.3 Ma (Silúrico inferior), pero los antecedentes anteriores, siendo estadísticamente más representativos, señalan que el depósito

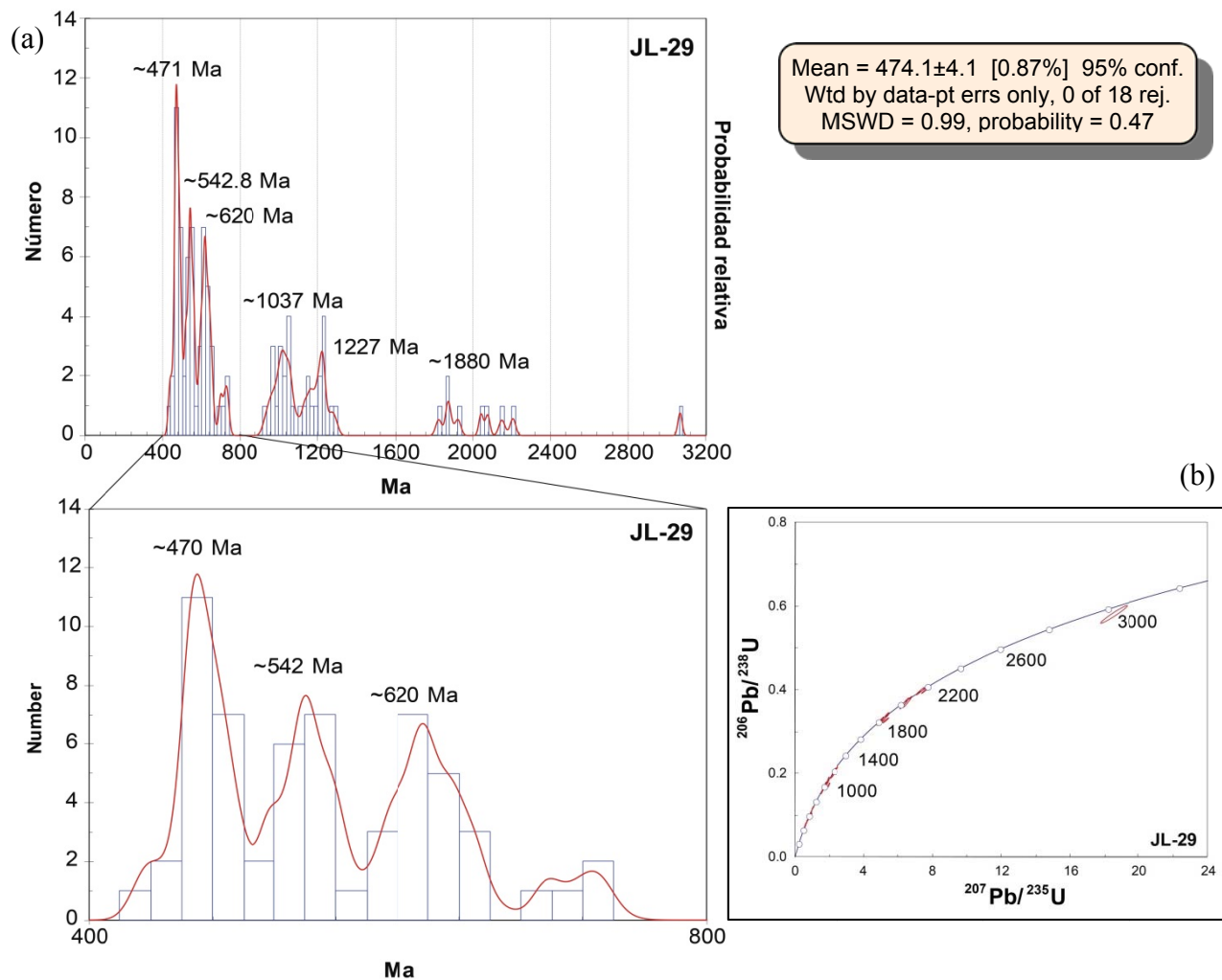


Figura 3.15: Estratos de Cerro Limón Verde, circones detríticos de una grauvaca lítica (muestra JL-29). (a): Diagramas de densidad de probabilidad de edades U-Pb de estos circones. (b): Diagrama de concordia o *Wetherill's Concordia*.

de los Estratos de Cerro Limón Verde ocurrió entre el Ordovícico y el Pennsylvaniano, y que la fuente de sedimentos más importante es de edad ordovícica.

3.2.4. Formación Agua Dulce (Csad)

Carbonífero Superior

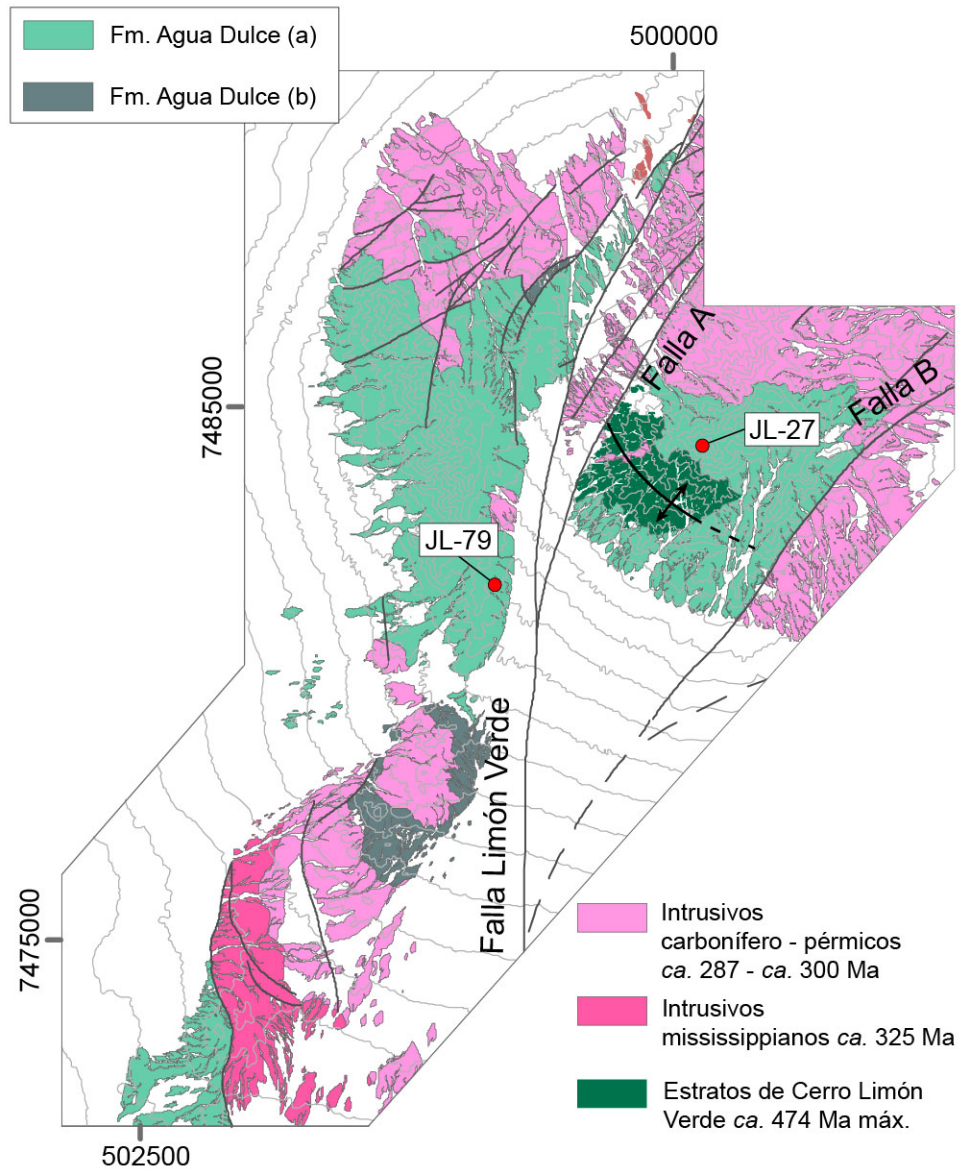


Figura 3.16: Mapa geológico de la zona suroeste de la Sierra Limón Verde, mostrando la distribución de los afloramientos de la Formación Agua Dulce y sus relaciones de contacto con los intrusivos carbonífero – pérmicos y mississippianos (edades en Capítulo 3.3), y con los Estratos de Cerro Limón Verde. Se indican además las ubicaciones de las muestras JL-27 y JL-79 (Ver Figuras 3.19 y 3.20).

Marinovic (*in* Mpodozis *et al.*, 1993) incluyó los afloramientos de rocas volcánicas del Carbonífero Superior – Pérmico expuestos en Sierra Limón Verde dentro de la Formación Cas de Ramírez y Gardeweg (1982). Esta inferencia se ha revelado, sin embargo, incompatible, con las edades U-Pb del Triásico inferior (*ca.* 248 Ma) reportadas por Breitreuz y Van Schmus (1996) para las rocas volcánicas expuestas en el lugar tipo de ésta, los Cerros de Cas, al este del Salar de Atacama. Considerando lo anterior, los afloramientos más cercanos de rocas que se pueden comparar efectivamente con las secuencias volcánicas de Sierra Limón Verde son las que se exponen en la Sierra Agua Dulce situada inmediatamente al sureste de ésta, en el núcleo de la Cordillera de Domeyko. Allí García (1967) definió la Formación Agua Dulce como una sucesión constituida por “brechas, conglomerados y mantos de porfiritas” los cuales constituirían numerosos afloramientos en la Cordillera de Domeyko entre Calama y La Escondida. Aunque Ramírez y Gardeweg (1982) consideraron esta unidad como representativa de un evento volcánico y sedimentario del Triásico Superior, trabajos posteriores y nuevas dataciones radiométricas reportadas por Marinovic (2007), y Basso y Mpodozis (2012) indican que las rocas



(b)

Figura 3.17: (a): Foto que ilustra la discordancia angular (línea punteada) de la Formación Agua Dulce sobre los Estratos de Limón Verde (Dominio C). (b): Muestra de mano típica de las tobas riolíticas cristalinas de la Formación Agua Dulce.

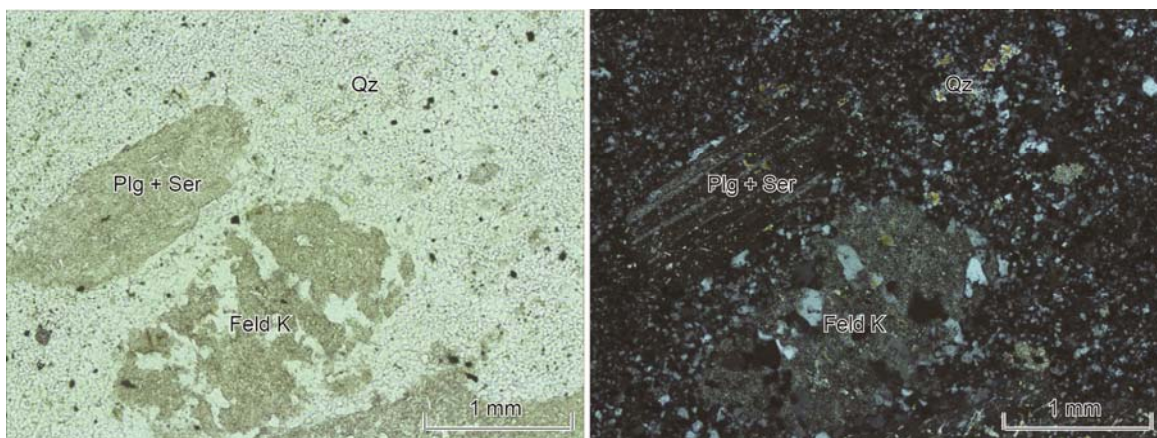


Figura 3.18: Microfotografías a nícoles paralelos y cruzados de la muestra JL-27 de la facies a de la Formación Agua Dulce, correspondiente a una toba riolítica cristalina. Pl: plagioclasa, Ser: sericita, Feld K: feldespato potásico.

aflorantes en la Sierra Agua Dulce, de composición principalmente riolítica, y secuencia equivalentes tienen edades K-Ar y U-Pb comprendidas entre el Carbonífero Superior y el Pérmico Inferior debido a lo cual y considerando el orden de procedencia empleamos este nombre Formación Agua Dulce para las secuencias volcánicas expuestas en Sierra Limón Verde.

En la zona de estudio la Formación Agua Dulce se apoya en discordancia angular sobre los Estratos de Cerro Limón Verde y está intruida por granitoides con edades U-Pb en circones del Pérmico Inferior (Figura 3.16). La Formación Agua Dulce alcanza una potencia expuesta de hasta 1.500 m de espesor y está constituida por **(a) tobas, brechas piroclásticas riolíticas y, en menor proporción, pórfidos riolíticos y (b) pórfidos andesíticos y andesítico-basálticos.**

Rocas de composición riolítica afloran tanto al este como al oeste de la Falla Limón Verde (Figura 3.16); al oeste (Dominio A) donde se expone pobremente estratificada, y se encuentra en contacto por falla con intrusivos del Carbonífero Inferior (*ca.* 325 Ma) e intruida por plutones pérmicos (*ca.* 298 Ma), con los que localmente también se encuentra en contacto por falla. Al este de la Falla Limón Verde, en el Dominio C, en general forma parte de un suave monoclinial en cuyo núcleo afloran los Estratos de Cerro Limón Verde (Figura 3.17a).

Las facies básicas afloran sólo en el dominio más occidental donde forman la parte más alta de la columna de rocas expuesta.

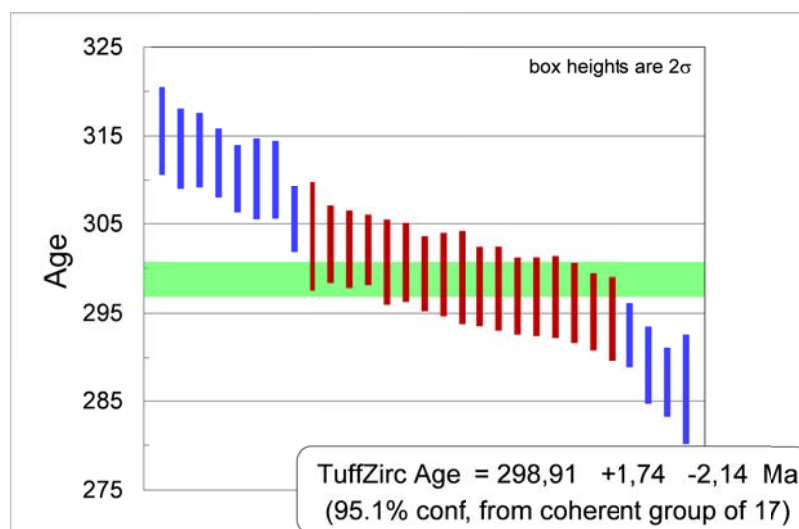


Figura 3.19: Formación Agua Dulce, circones de una toba cristalina (muestra JL-79). Gráfico del algoritmo *TuffZirc Age Extractor*.

Las **facies riolíticas** incluyen **tobas líticas**, de color café rojizo a gris oscuro, con cristales fracturados milimétricos de plagioclasa y feldespato potásico, algunos "ojos" de cuarzo y fragmentos líticos graníticos a andesíticos de color gris y negro, en general angulosos de hasta 20 cm de diámetro. Su masa fundamental es vítrea y de color variable entre rojo y gris oscuro. Las **tobas cristalinas** presentan un número más alto de "ojos" de cuarzo de mayor tamaño (hasta 5 mm de largo) y fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico también más abundantes y menos fracturados (Figura 3.17b). Ambos tipos de tobas presentan fiammes milimétricos de color negro y anaranjado. Junto a ellas se encuentran, localmente, pórfidos riolíticos a dacíticos con abundantes ojos de cuarzo, cristales de biotita y de plagioclasa de hasta 7 mm, de matriz afanítica y color negro. En la zona sur del Dominio C afloran, además, riolitas fluidales con estructuras de flujo en forma de bandas anaranjadas y negruzcas sinusoidales de potencia milimétrica y textura porfírica con cristales fracturados de plagioclasa, feldespato potásico y ojos de cuarzo, inmersos en una matriz microcristalina de cuarzo recristalizado (Figura 3.18).

Los niveles de **lavas básicas** que afloran en el Dominio A incluyen hasta 100 m de lavas andesíticas a andesítico-basálticas de color rojizo oscuro a gris oscuro con fenocristales de plagioclasa y, en menor porcentaje, algunos cristales de piroxeno.

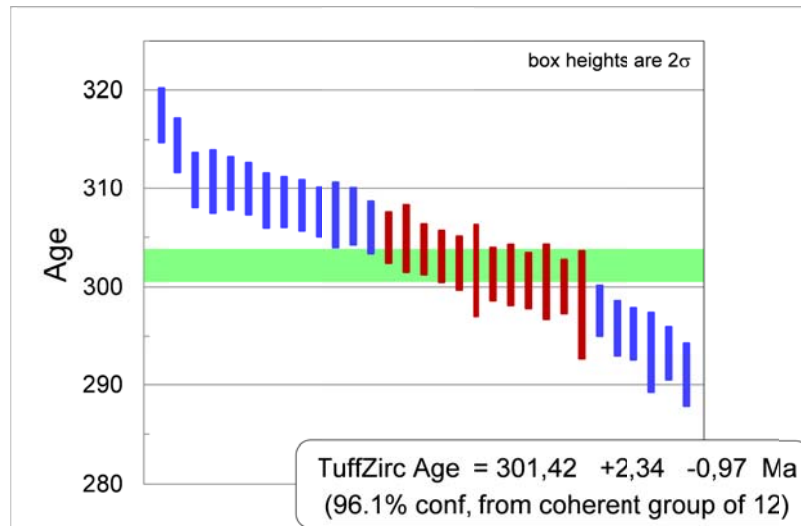


Figura 3.20: Formación Agua Dulce, circones de una toba riolítica (muestra JL-27). Gráfico del algoritmo *TuffZirc Age Extractor*.

Geocronología

Considerando sus relaciones estratigráficas, la edad de esta unidad está comprendida entre la edad máxima obtenida en las poblaciones de circones detríticos de los Estratos de Cerro Limón Verde (*ca.* 474 Ma, Ordovícico Medio) que la subyacen y la edad de los plutones del Carbonífero - Pérmico (*ca.* 298 Ma) del Complejo Intrusivo Limón Verde, que la cortan (Figura 3.16).

Su edad absoluta está indicada por dos dataciones radiométricas U-Pb en circones. La primera corresponde a la datación de la muestra JL-79 (coordenadas UTM: 496720 E, 7481449 N) recolectada en las faldas del Cerro Crespo (Dominio A), mientras que la segunda, JL-27 (coordenadas UTM: 500661 E, 7484268 N), proviene de la cima del Cerro Limón Verde, en el Dominio C (Figura 3.16).

La **muestra JL-79** corresponde a una toba cristalina de color gris oscuro y textura porfirica, con fenocristales de plagioclasa y feldespatos potásicos fracturados cuyo tamaño varía de 1 mm a 1 cm, muy pocos "ojos" de cuarzo y líticos graníticos de la misma escala. En ésta se dataron 32 granos de circones, la mayoría de los cuales presenta edades en torno a los 300 Ma

(Figura 3.19). Para aplicar el algoritmo *TuffZirc Age* se consideraron todos los circones datados, excepto tres: uno de edad cámbrica, probablemente heredado, uno con pérdida de plomo y otro con un error del ~12%. Los 29 granos considerados arrojan una edad correspondiente al **límite Carbonífero -Pérmico** (298.91 +1.74/-2.14 Ma, Figura 3.19), con un 95.1% de confiabilidad, en 17 granos. Si se consideran tanto los errores sistemáticos, como los analíticos y los por propagación, se obtiene una edad de **298.91 +5.1/-4.8 Ma**, también del límite Carbonífero - Pérmico lo que es compatible con la geología local. Por precaución, en este trabajo se considera este último valor, por presentar un mayor error asociado.

La **muestra JL-27** es, al igual que la anterior, una toba riolítica con una mineralogía muy similar, aunque presenta un volumen mayor de "ojos" de cuarzo y cristales euhedrales de feldespatos. Las edades de 31 de los 32 granos analizados se encuentran en torno a los 300 Ma (Figura 3.20). Al aplicar el algoritmo *TuffZirc Age Extractor* a la totalidad de los circones datados, excepto a uno de edad devónica, probablemente heredado, se obtuvo un resultado de 301.42 +2.34/-0.97 Ma, lo que corresponde al Pennsylvaniano (12 circones, 96.1% de confiabilidad). Considerando los errores analíticos, sistemáticos y de propagación, el resultado considerado en este trabajo es **301.42 +4.20/-4.20 Ma**. Este resultado es consistente con el de la muestra JL-79 y también indica una edad cercana al límite Carbonífero – Pérmico para la Formación Agua Dulce.

3.2.5. Complejo Metamórfico Limón Verde (Pmlv)

Pérmico Medio

El Complejo Metamórfico Limón Verde (CMLV (Baeza, 1976)) fue descrito por Hervé *et al.* (1985) como una asociación de esquistos, anfíbolitas, gneises, cuarcitas y metaconglomerados. Estas rocas ya habían sido reconocidas por Harrington (1961) y por Godoy (1983), y luego estudiadas por Montañó (1976), Baeza (1976, 1984), Baeza y Venegas (1984), Hervé (1982), Damm *et al.* (1990), Palacios *et al.* (2007), Lucassen *et al.* (1999a, 2000), Mpodozis *et al.* (1993), Hervé *et al.* (1985), Cordani *et al.* (1988), Rogers (1985), Marinovic y Lahsen (1984), Hervé *et al.* (2007), Tomlinson y Blanco (2007), y Soto (2013), quienes incluyeron dentro de éste las cuarcitas y metaconglomerados presentes al este de la Falla Limón

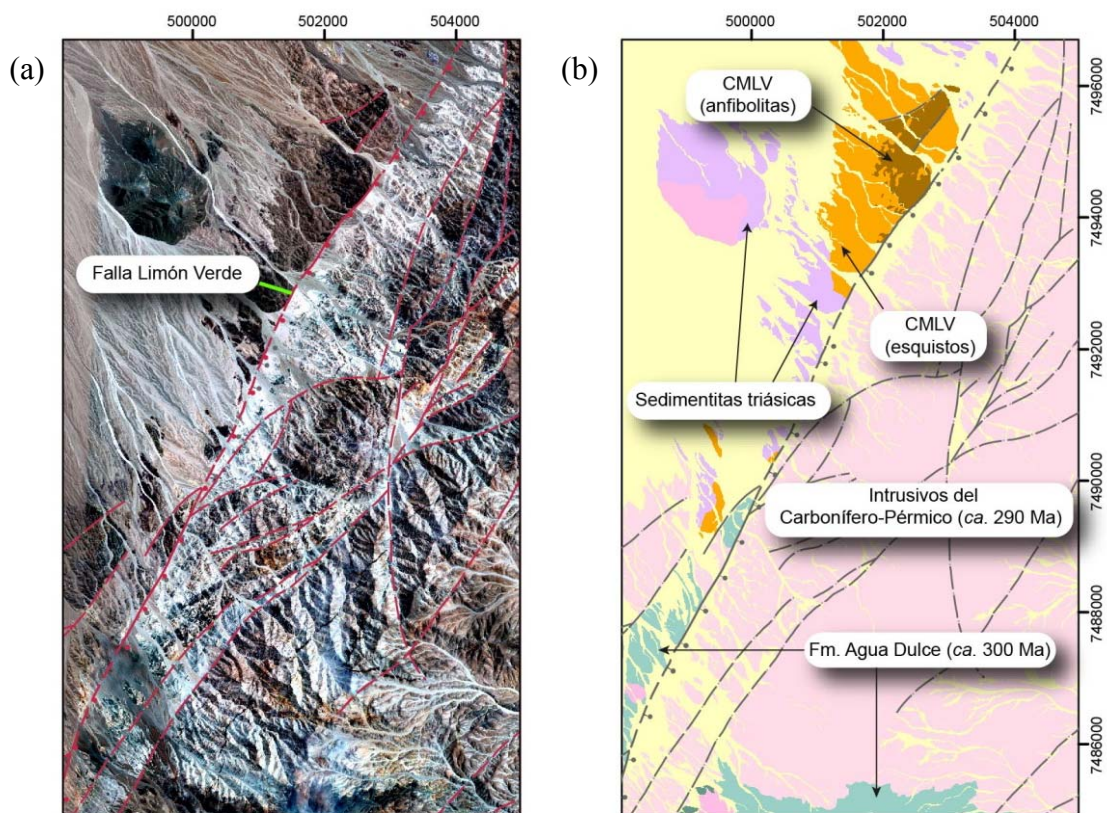


Figura 3.21: Complejo Metamórfico Limón Verde. (a): Imagen satelital de la zona noroeste de la Sierra Limón Verde. (b): Mapa geológico que muestra la distribución de los afloramientos del Complejo Metamórfico Limón Verde y sus relaciones de contacto con los intrusivos carbonífero-pérmicos y con sedimentitas triásicas.

Verde. En este trabajo, al igual que Soto (2013), se considera, sin embargo, que el CMLV está formado sólo por las rocas de mayor grado metamórfico (esquistos y anfíbolitas) que afloran al oeste de la Falla Limón Verde (Figura 3.22), donde forman una franja de dirección nornoreste de $\sim 7,5$ km de largo y $\sim 1,5$ km de ancho, ubicada al oeste de la falla.

La Falla Limón Verde pone en contacto las rocas metamórficas del CMLV con los granitoides carbonífero-pérmicos del Dominio B, mientras que por el oeste el CMLV se encuentra cubierto, en discordancia, por rocas sedimentarias (Estratos de Quetena; Tomlinson y Blanco, 2007) de probable edad triásica, y por unidades no consolidadas del Mioceno Superior (Figuras 3.21 y 3.22). La relación de contacto con la Formación Agua Dulce es incierta, por estar

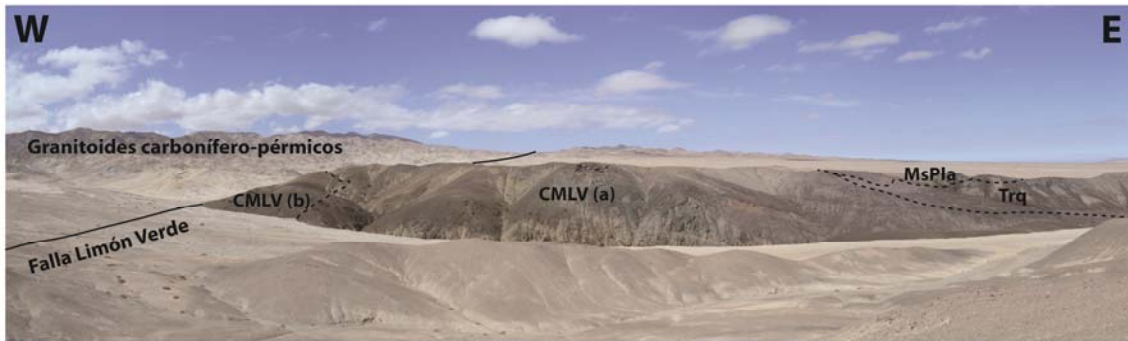


Figura 3.22: Vista al sur de los afloramientos del Complejo Metamórfico Limón Verde en contacto hacia el este con granitoides carbonífero-pérmicos (Dominio B) a través de la Falla Limón Verde. Notar que hacia el oeste están cubiertos, en discordancia de erosión, por los Estratos de Quetena (Trq). (a) Esquistos cuarzo micáceos. (b) Anfibolitas.

cubierta por depósitos no consolidados, aunque probablemente es una falla de rumbo noreste (subsidiaria de la Falla Limón Verde), la que pone en contacto estas dos unidades.

El CMLV está formado por esquistos cuarzo micáceos con granate y anfibolitas, de grano grueso, que están afectados por una foliación penetrativa inclinada hacia el sur y suroeste. Las anfibolitas forman enclaves dentro de los esquistos aunque en el extremo norte el contacto entre ambos es a través de dos fallas de rumbo noreste y nornoreste, formando lentes tectónicas (Figura 3.21).

Los **esquistos cuarzo-micáceos** son rocas de color gris oscuro a café grisáceo, de grano medio a grueso y textura lepidoblástica definida por la orientación de los cristales de biotita y micas blancas. Al microscopio presentan bandas de cuarzo recristalizado, con bordes suturados y que alternan con bandas ricas en biotita titanífera con porfidoblastos de granate, algunas micas blancas y óxidos de hierro, y escasos cristales de anfíbola y esfeno (Figura 3.23). Los estudios petrográficos detallados efectuados por Soto (2013) indican que estos incluyen una asociación mineralógica caracterizada por la ocurrencia de granate, mica blanca, biotita, cuarzo, clinozoicita, plagioclasa y rutilo.

Las **anfibolitas** son de color gris verdoso, de grano fino a medio, macizas y se presentan fuertemente foliadas. Macroscópicamente se componen de cristales de anfíbola y de algunos cristales de cuarzo y granate. Según Soto (2013), bajo el microscopio, las anfibolitas incluyen una

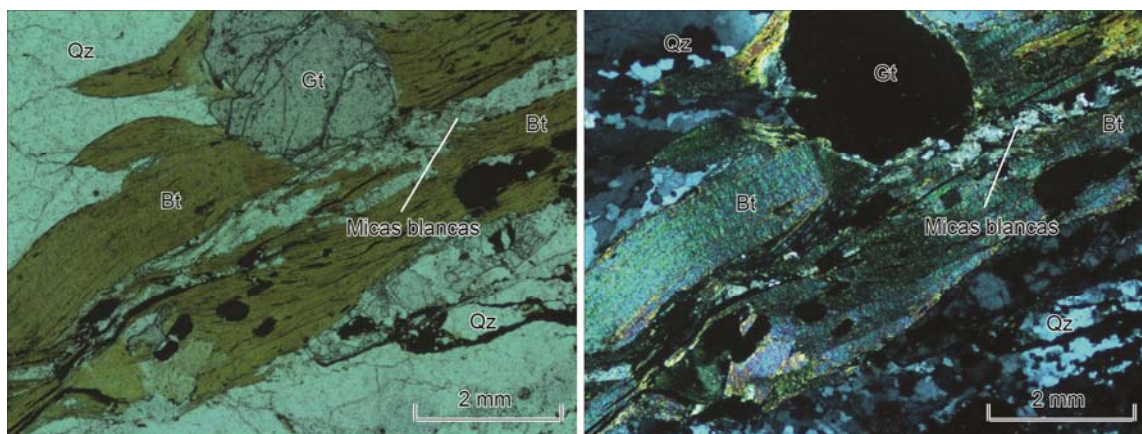


Figura 3.23: Complejo Metamórfico Limón Verde. Microfotografías a nícoles paralelos y cruzados de la muestra JL-24, correspondiente a un esquistu cuarzo-micáceo de la facies a de este complejo. Qz: cuarzo, Bt: biotita.

asociación mineralógica caracterizada por hornblenda, cuarzo, clinzoicita, plagioclasa, titanita, rutilo y cantidades variables de granate.

Condiciones de metamorfismo y geocronología

Los primeros estudios destinados a determinar las condiciones de metamorfismo del CMLV, fueron realizados por Hervé (1982) y Baeza (1984), quienes, en base a la composición química de las anfibolas determinaron condiciones P/T intermedias con 4-5 kbar de presión y 510-550°C que según Hervé *et al.* (1985) y Cordani *et al.* (1988), basándose en dataciones Rb-Sr (roca total) de 309 ± 11 Ma y 300 ± 20 Ma, se habrían alcanzado muy cerca del límite Carbonífero – Pérmico. Más tarde, Lucassen *et al.* (1999a), considerando la paragénesis de metamorfismo, indicaron que este complejo fue metamorfozido en facies anfibolítica de granate y de granate-epidota; con una cima a presiones de 13 ± 1 kbar y temperaturas de 660-720°C (equivalentes a una profundidad *ca.* 45 km), a los 270 ± 12 Ma (edad Sm-Nd en roca total). Por otro lado, los estudios geotermobarométricos de Soto (2013) indican que el *peak* metamórfico de los micaesquistos ocurrió a los *ca.* 280 Ma (edad U-Pb SHRIMP en anillos de crecimiento metamórfico sobre circones detríticos), a una presión de 14,5 kbar y una temperatura de 600°C (profundidad *ca.* 50 km). Para las anfibolitas, en cambio, obtuvo una edad más joven del *peak* metamórfico (*ca.* 260 Ma, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda) a una presión de 11,5 kbar y 650°C, que correspondería a una profundidad de ~40 km.

En cuanto a la edad del protolito del CMLV, Rogers (1985) y Lucassen *et al.* (1999a), a partir de datos Sm-Nd concluyen que tendría un componente proterozoico, resultado similar al que llegaron Damm *et al.* (1990) a partir de dataciones U-Pb en circones. Lucassen *et al.* (2000) demostraron que el CMLV tiene una composición isotópica similar a la de otras rocas metamórficas del Paleozoico Inferior de los Andes Centrales, por lo que concluyen que las componentes del protolito derivarían del zócalo metamórfico paleozoico inferior, el cual a su vez tiene un protolito proterozoico, tal como lo afirman posteriormente Loewy *et al.* (2004).

Por otro lado, Hervé *et al.* (1985, 2007) y Cordani *et al.* (1988), desde sus datos Rb-Sr, sugieren una edad probablemente paleozoica media para el protolito. Las dataciones U-Pb (SHRIMP) en núcleos de circones de los micaesquistos, junto con el estudio de los patrones de tierras raras, le permitieron a Soto (2013) suponer que el protolito de esta facies corresponde a una grauvaca cuya máxima edad de depósito es de *ca.* 300 Ma, edad similar a la de las rocas volcánicas de la Formación Agua Dulce y de los intrusivos Carbonífero-Pérmicos que afloran al este de la Falla, en la Sierra Limón Verde.

Las edades K-Ar en hornblenda, muscovita y biotita más jóvenes obtenidas por Lucassen *et al.* (1999a) y Hervé *et al.* (1985) se han interpretado como edades de exhumación y enfriamiento durante el Pérmico y Triásico, aunque Tomlinson y Blanco (2007), en cambio, proponen que estas edades triásicas serían el producto del recalentamiento del complejo por el magmatismo de la misma edad que afecta a la región.

3.3 Unidades de rocas intrusivas

3.3.1 Complejo Intrusivo Limón Verde

La mayor parte de la Sierra Limón Verde está formada por un extenso complejo plutónico formado por intrusivos de edad carbonífera-pérmica, en parte deformado y recrystalizado, y cuya composición varía desde dioritas hasta granitos y pórfidos riolíticos. Estos intrusivos, que además afloran en el Cerro Crespo, Cerro Esperanza, Cerro Quenante y Cerro Providencia, fueron reconocidos por Harrington (1961) quien atribuyó una edad precámbrica a la porción más deformada de ellos. Posteriormente Pérez y Levi (1961) y Baeza (1976) asignaron al

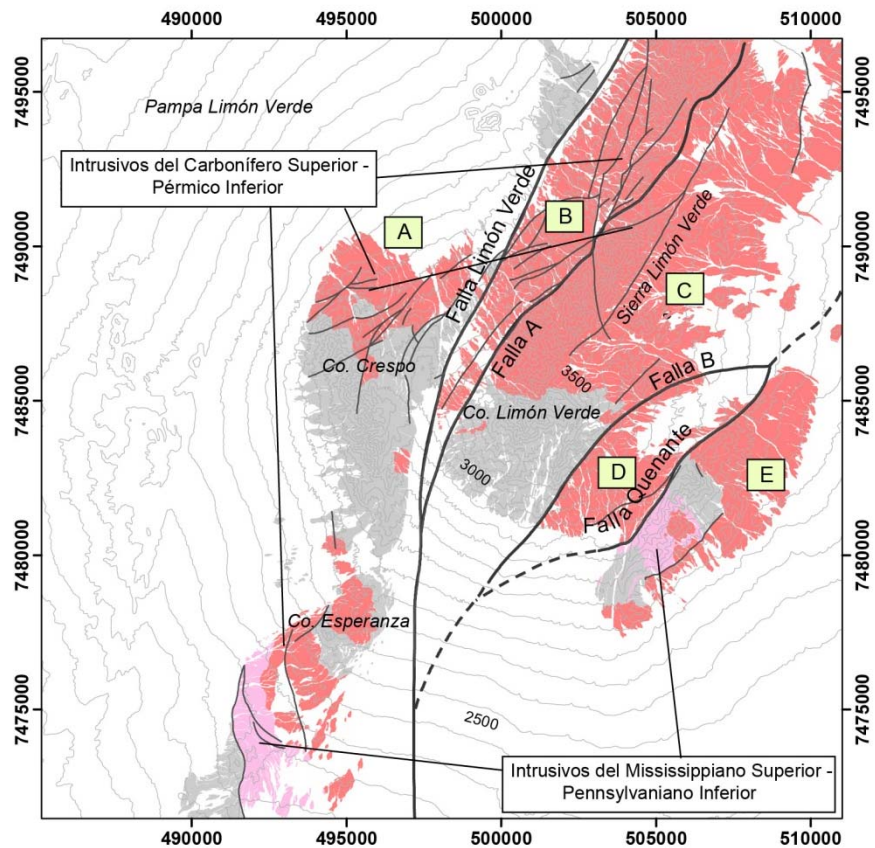


Figura 3.24: Mapa que indica la ubicación de los dominios, sus fallas límite dentro de la Sierra Limón Verde y la distribución de las unidades intrusivas que componen parte del basamento pre-mesozoico de esta cadena.

Paleozoico Superior las rocas graníticas que afloran en la Sierra Limón Verde, las que luego fueron agrupadas y denominadas como Complejo Plutónico de Sierra Limón Verde por Baeza y Venegas (1984).

Dataciones radiométricas K-Ar, Rb-Sr y U-Pb realizadas por Marinovic y Lahsen (1984), Hervé *et al.* (1985), Rogers (1985), Damm *et al.* (1986), Cordani *et al.* (1988) y Mpodozis *et al.* (1993) indican edades comprendidas entre el Carbonífero Superior y Pérmico Inferior. El trabajo de terreno y las nuevas dataciones U-Pb en circones individuales realizadas durante el desarrollo de este trabajo permiten indicar que los intrusivos, que aquí se describen bajo el nombre de Complejo Intrusivo de Limón Verde (CILV) se habría emplazado durante dos eventos intrusivos

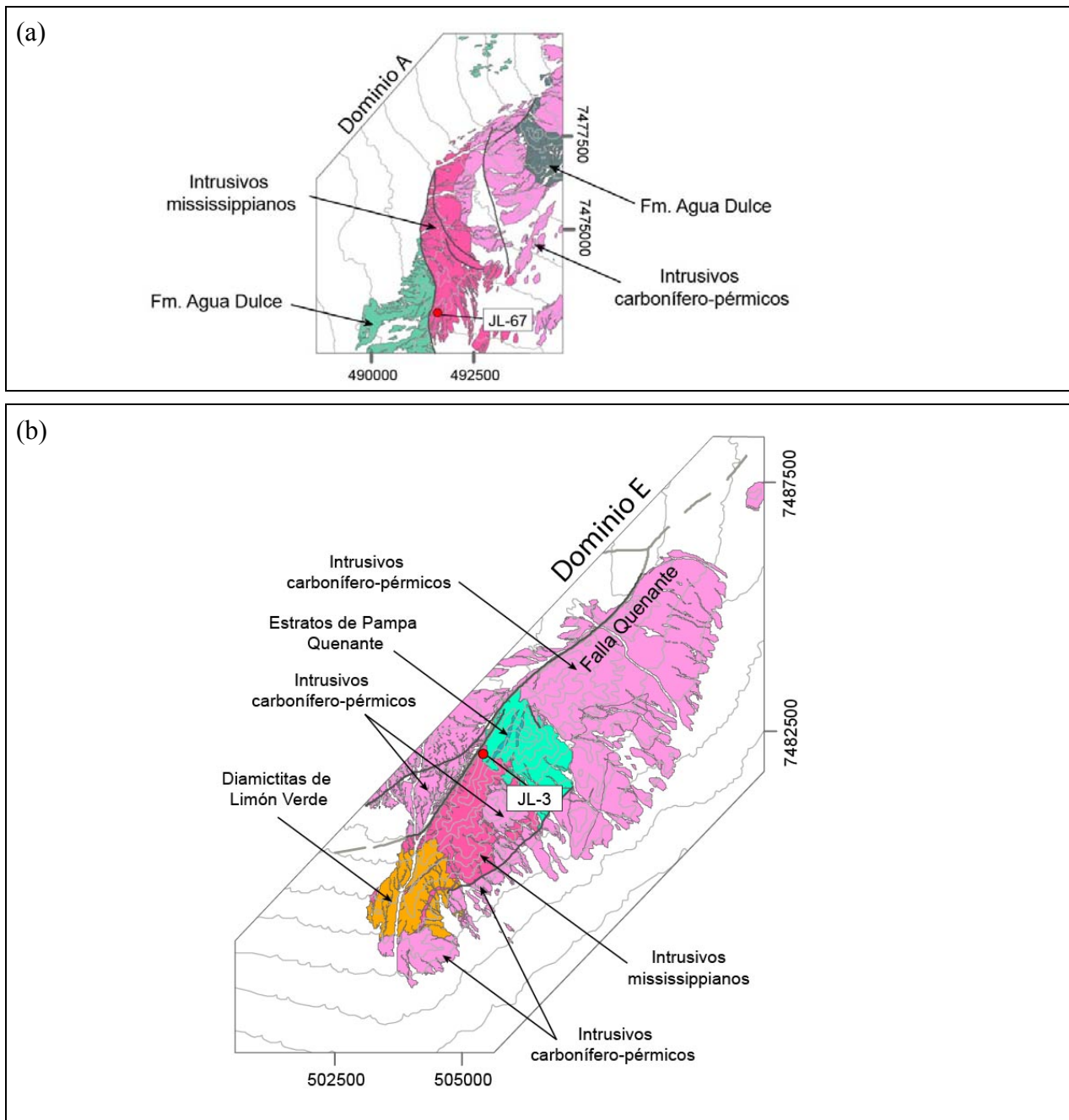


Figura 3.25: Mapas geológicos de las zonas suroeste (a) y sureste (b) del área de estudio, mostrando la distribución de los afloramientos de los Intrusivos Missisippianos y sus relaciones de contacto con la Fm. Agua Dulce, Intrusivos del Carbonífero – Pérmico, Diamictitas de Limón Verde y Estratos de Pampa Quenante. Se indican además las ubicaciones de las muestras JL-67 y JL-3 (Ver Figuras 3.27 y 3.28).

discretos ocurridos durante el **Carbonífero Inferior** (Missisippiano, *ca.* 322 - 325 Ma) y el límite **Carbonífero Superior – Pérmico Inferior** (*ca.* 287 - 300 Ma) (Figura 3.24).

3.3.1.1 Intrusivos del Carbonífero Inferior (Cmi, ca. 323 Ma)

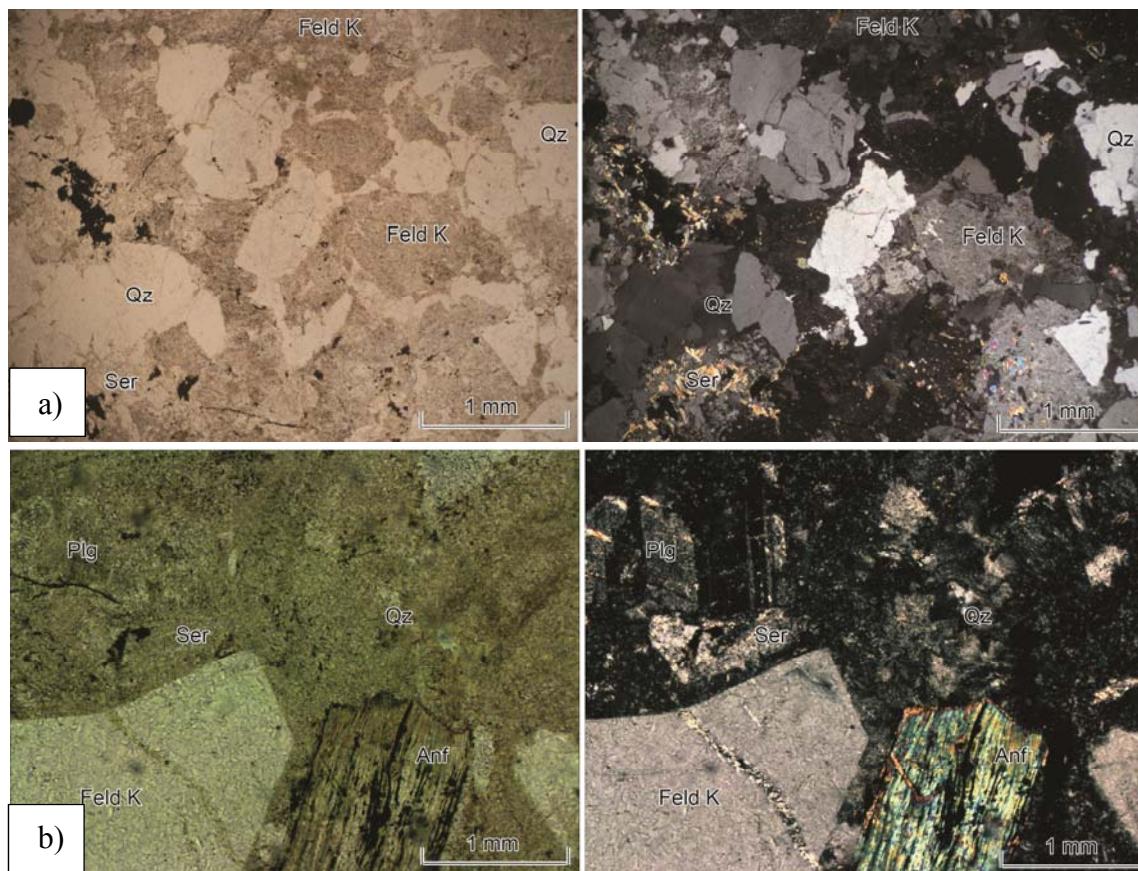


Figura 3.26: Microfotografías a nicols paralelos (izq.) y cruzados (der.) de muestras de los Intrusivos del Carbonífero Inferior. (a) Muestra JL-03, perteneciente a la facies a de estos intrusivos; leucosienogranito de grano fino a medio con lamelas de exsolución y crecimiento simplectítico entre feldespato potásico y cuarzo. (b) Muestra JL-76, perteneciente a la facies b; pórfido riolítico con fenocristales de feldespato potásico, plagioclasa y anfíbola, inmersos en matriz silícea microcristalina. Qz: cuarzo, Feld K: feldespato potásico, Ser: sericita, Plg: plagioclasa, Anf: anfíbola.

Los intrusivos de este grupo incluyen dos plutones individuales que afloran en los Dominios A y E (Figura 3.24).

En el Dominio A están representados por un *stock* de pórfidos riolíticos y sienogranitos de grano medio, que aflora al suroeste de la Falla Limón Verde, y ocupa una superficie de ~ 3 km². Por el oeste está en contacto por falla con tobas riolíticas y brechas de la Formación Agua

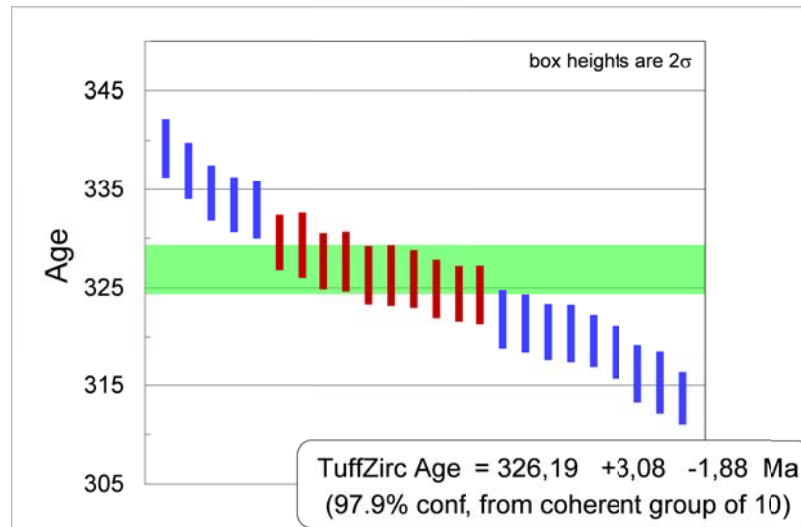


Figura 3.27: Intrusivos del Carbonífero Inferior. Resultado datación U/Pb para la muestra JL-67. Resultado obtenido según el algoritmo *TuffZirc Age*.

Dulce mientras que hacia el este se encuentra intruido por granitoides del Carbonífero – Pérmico (Figura 3.25a).

Los **pórpidos riolíticos** son rocas de color gris claro con fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa de hasta 4 mm, algunos cristales euhedrales de anfíbola y “ojos” de cuarzo de tamaño menor a 1 mm, inmersos en una masa fundamental silíceo microcristalina (Figura 3.26b).

En el **Dominio E**, en el extremo oriental de la zona de estudio, aflora un stock de sienogranitos a sienitas de $\sim 2 \text{ km}^2$ que intruyen a los Estratos de Pampa Quenante y a las

Diamictitas de Limón Verde, mientras que por el oeste y este están en contacto por falla con Intrusivos del Carbonífero-Pérmico (CPi) (Figura 3.25b).

El intrusivo está formado por leucosienogranitos y leucosienitas de biotita, de grano fino y medio. La muestra JL-03 exhibe una textura poikilítica con plagioclasas englobadas por feldespato potásico, ambos minerales parcialmente sericitizados. Son comunes las lamelas de exsolución y el crecimiento simplectítico entre feldespato potásico y cuarzo (Figura 3.26a); en casos particulares se presentan en forma de textura gráfica, que evidencia el enfriamiento del

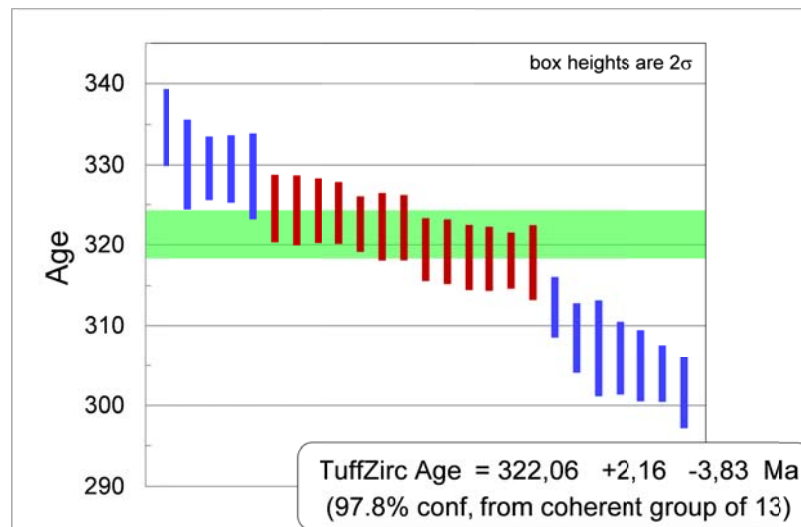


Figura 3.28: Intrusivos del Carbonífero Inferior. Resultado datación U/Pb para los circones ígneos de la muestra JL-3, según el algoritmo *TuffZirc Age*.

intrusivo en el punto eutéctico. Los minerales máficos corresponden a un pequeño volumen de cúmulos de biotita cloritizada, que en muchos casos se encuentran asociados a opacos. Estos minerales opacos se presentan en otros casos como inclusiones en los cristales de feldespato potásico (Figura 3.26a).

Geocronología

A fin de conocer la edad del emplazamiento de ambos intrusivos se realizaron dos dataciones U-Pb en circones de las muestras JL-67 (coordenadas UTM: 491773 E, 7472676 N; Figura 3.25a), perteneciente al intrusivo de la zona occidental (Dominio A), mientras que la segunda muestra datada es la JL-3 (coordenadas UTM: 505432 E, 7482016 N; Figura 3.25b), proveniente del Dominio E, en el extremo sureste de la zona de estudio.

La **muestra JL-67** del intrusivo aflorante en el Dominio A corresponde a un sienogranito de biotita rosado, o leucosienogranito de biotita, de grano fino a medio. En ésta se dataron 29 granos de circones, de los cuales 24 presentan edades en torno a los 325 Ma (Figura 3.27), mientras que el resto presentan edades rejuvenecidas producto de la pérdida de plomo. Empleando el algoritmo *TuffZirc Age* se obtuvo una edad de 326.19 +3.08/-1.88 Ma con 97.9% de confiabilidad, considerando un grupo de 10 circones. Si se consideran tanto los errores

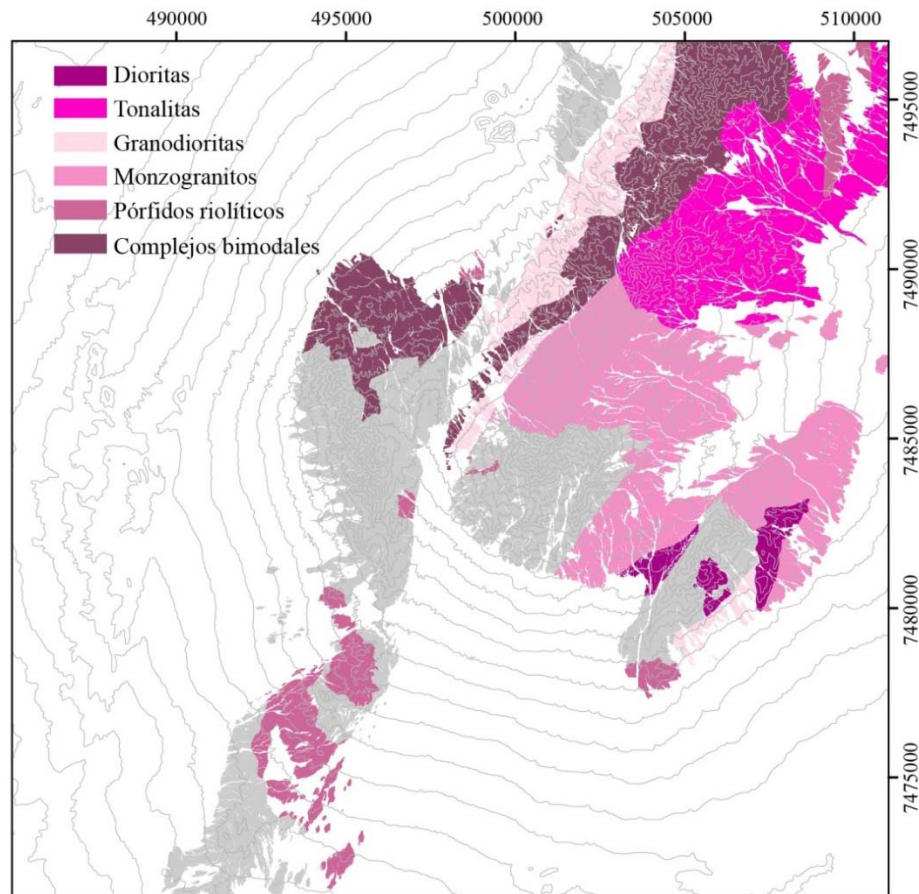


Figura 3.29: Mapa que indica la distribución de las distintas litologías de los Intrusivos del Carbonífero – Pérmico en la Sierra Limón Verde.

sistemáticos, como los analíticos y de propagación, el resultado obtenido es de **324.6 +4.7/-5.5 Ma**, que se considera como la edad de emplazamiento del plutón, cerca del **límite Mississippiano-Pennsylvaniano**.

La **muestra JL-03**, del Dominio E, presenta una litología idéntica aunque un grano más fino que la anteriormente descrita. En ésta se analizaron 32 circones, 14 de los cuales presentan edades en torno a los 320 Ma. Se descartaron 6 granos de circones aparentemente heredados o que presentan evidencias de una probable pérdida de plomo, y uno por mostrar un error de ~14%. A los 25 granos restantes se les aplicó el modelo *TuffZirc Age*, con lo que se obtuvo una edad de 322.06 +2.16/-3.83 Ma con una confiabilidad del 97.8% en 13 circones. Considerando los errores sistemáticos, analíticos y de propagación se obtuvo una edad de **322.06 +5.2/-5.9 Ma**, la que es

considerada en este trabajo como la edad de cristalización. Este resultado indica que este plutón también se habría emplazado cerca del **límite Mississippiano-Pennsylvaniano**.

3.3.1.2 Intrusivos del Carbonífero - Pérmico (CPI, ca. 290 Ma)

Este conjunto incluye un numeroso grupo de plutones que afloran en los cinco dominios estructurales de la Sierra Limón Verde (Figuras 3.25 y 3.29) e incluye dioritas, tonalitas, granodioritas, monzogranitos, pórfidos riolíticos y complejos bimodales.

La **dioritas** están representadas por tres stocks que afloran en los dominios D y E (CPI(f),

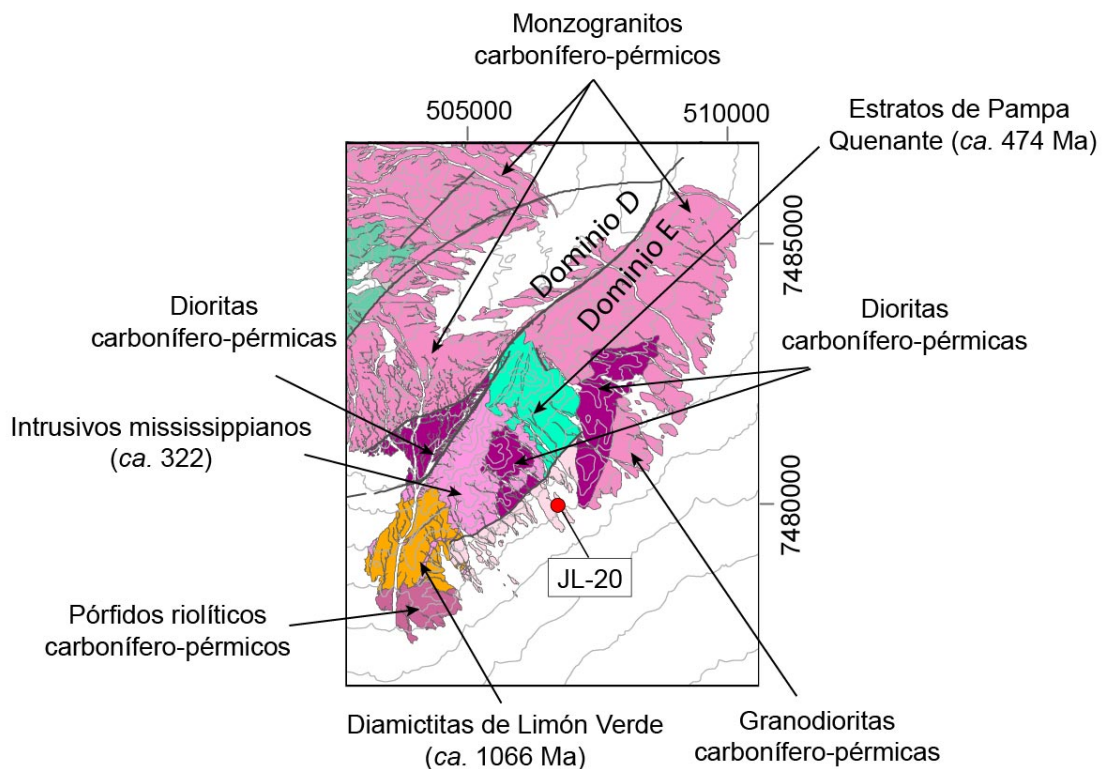


Figura 3.30: Mapa geológico de la zona sureste de la Sierra Limón Verde, mostrando la distribución de los afloramientos de las dioritas y de una de las granodioritas del Complejo Intrusivo Carbonífero-Pérmico, y sus relaciones de contacto con las unidades adyacentes. Se destaca la ubicación de la muestra JL-20 (Ver Figura 3.41)

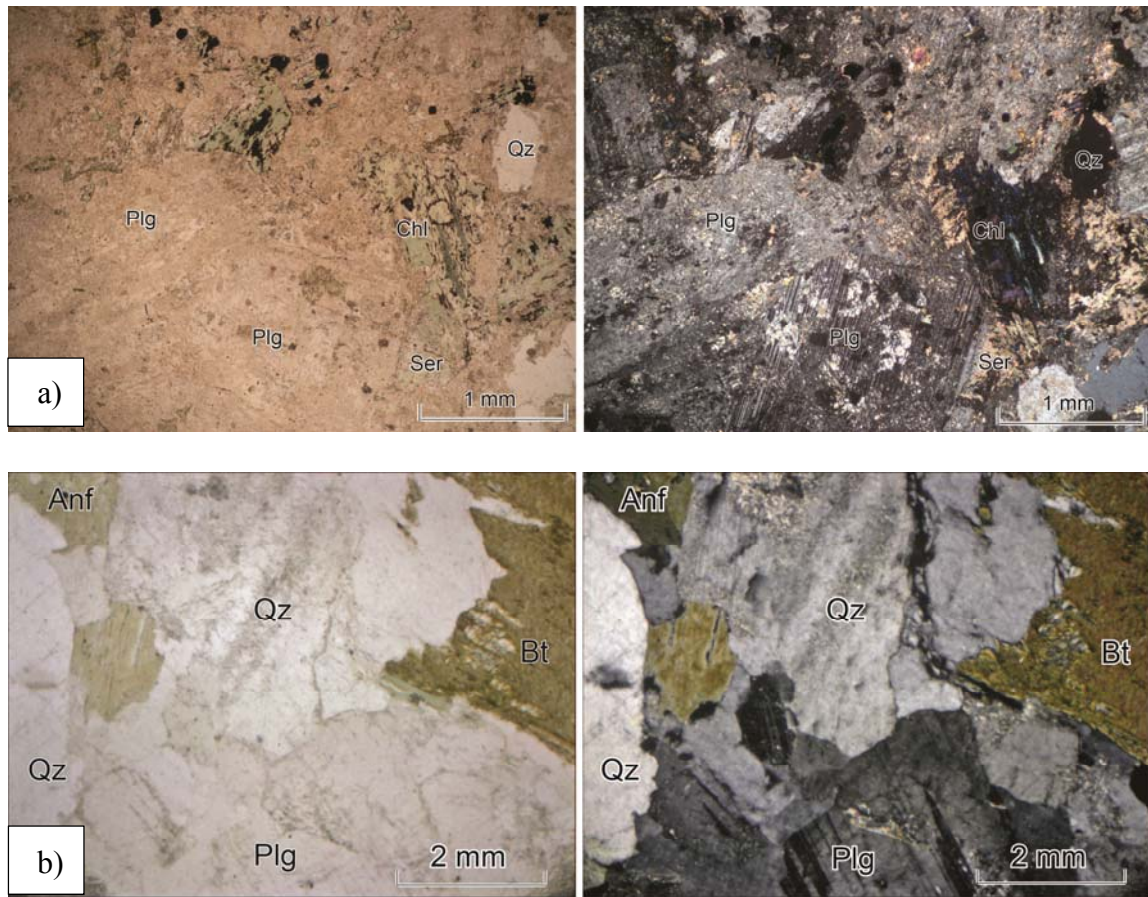


Figura 3.31: Microfotografías a nicoles paralelos (izq.) y cruzados (der.) de muestras del Complejo Intrusivo Carbonífero – Pérmico. (a) Muestra JL-04, perteneciente a la facies diorítica de estos intrusivos; diorita cuarcífera de hornblenda y biotita, grano medio a grueso, con plagioclasas parcialmente sericitizadas, y anfíbolos y biotitas parcialmente cloritizadas. (b) Muestra JL-93. Tonalita de anfíbola y biotita del Carbonífero – Pérmico, grano grueso, plagioclasas parcialmente sericitizadas. Plg: plagioclasa, Chl: clorita, Qz: cuarzo, Ser: sericita, Bt: biotita.

CPi(l) y CPi(m) en Figuras 3.29, 3.30 y en mapa anexo), al sureste y noroeste de la Falla Quenante, que juntos ocupan un área de $\sim 4,5 \text{ km}^2$ (Figura 3.30). Los *stocks* dioríticos intruyen a los Estratos de Pampa Quenante y a los granitoides mississippianos, como también a monzogranitos y granodioritas carbonífero-pérmicos, con los que también presentan contactos por fallas de rumbo NE a NNW.

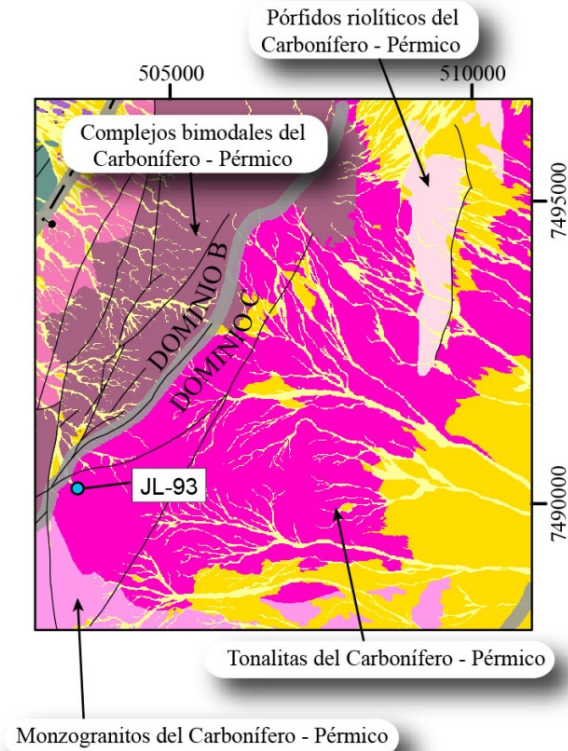


Figura 3.32: Mapa geológico de la zona noreste de la zona de estudio, mostrando el plutón tonalítico del Complejo Intrusivo del Carbonífero - Pérmico y sus relaciones de contacto con otros intrusivos del mismo grupo. Se destaca la ubicación de la muestra JL-93 (Ver Figura 3.39).

Las **granodioritas** forman parte de varios *stocks* en los dominios A, B y E. En el Dominio A, uno de éstos intruye a la Formación Agua Dulce, y está cortado por la Falla Limón Verde y por un sistema de fallas de rumbo noreste que la ponen en contacto con los complejos bimodales. Al este de la Falla Limón los afloramientos de granodioritas constituyen gran parte del Dominio

Petrográficamente corresponden a **dioritas cuarcíferas de hornblenda y biotita**, de color gris oscuro verdoso, tamaño de grano variable de fino a grueso, con escasos cristales de actinolita, de textura fanerítica, equigranular e idiomórfica (Figura 3.31a), con cristales de plagioclasa parcialmente sericitizados y anfíbola también parcialmente cloritizados. En el Dominio D, las dioritas presentan una foliación magmática bien desarrollada. Localmente se observan variedades monzodioríticas.

Las **tonalitas** afloran solamente en el Dominio C donde forman un *stock* de al menos $\sim 33 \text{ km}^2$ (Figuras 3.29 y 3.32) que, aparentemente, intruye a monzogranitos.

Petrográficamente corresponden a **tonalitas de hornblenda y biotita**, con cantidades variables de anfíbola, de grano medio a grueso, color blanco grisáceo, textura fanerítica e hipidiomórfica, y levemente foliadas. Microscópicamente se observan algunas plagioclasas con textura perítica. Presentan una alteración selectiva con cristales de plagioclasa parcialmente sericitizados y biotita parcialmente cloritizada, algunos cristales de mica blanca secundaria y epidota. En algunos casos las anfíbolas están biotitizadas (Figura 3.31b).

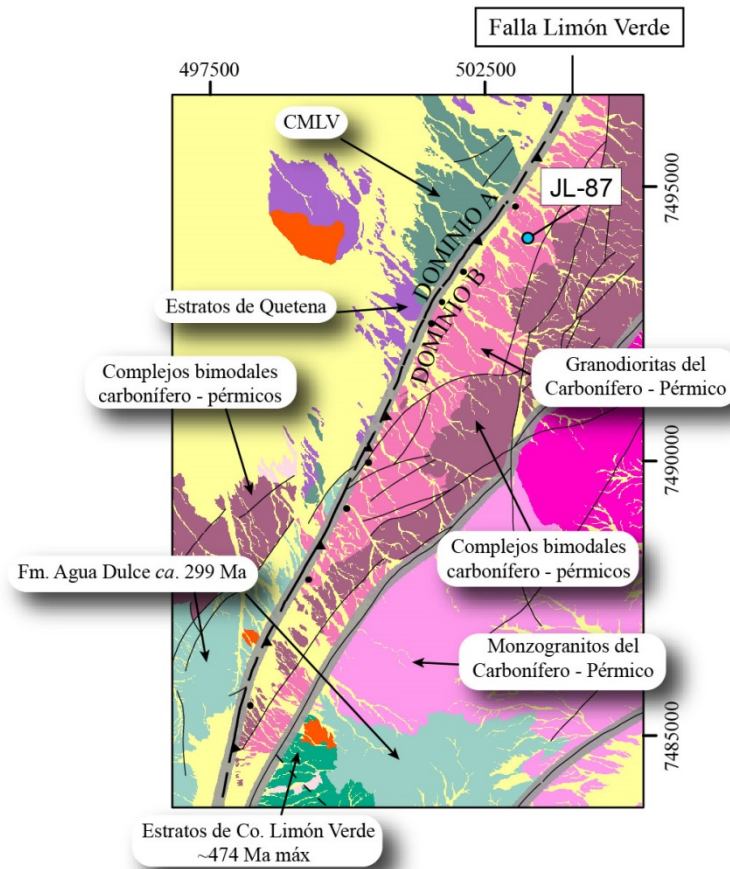


Figura 3.33: Mapa geológico de la zona noreste de la zona de estudio, mostrando parte de las granodioritas del Carbonífero - Pérmico y sus relaciones de contacto con otras unidades. Se destaca la ubicación de la muestra JL-87 (Ver Figura 3.40).

B, donde intruyen a los complejos bimodales, con los que también está en contacto a través de fallas de rumbo noreste a nornoreste (Figura 3.33). Finalmente, en el Dominio E intruyen a las Diamictitas de Limón Verde y son intruidas por dioritas y pórfidos riolíticos (Figura 3.30).

Su litología corresponde a **granodioritas de biotita y hornblenda**, de grano medio a grueso y textura fanerítica, hipidiomórfica, inequigranular y foliada. Al microscopio presentan algunos cristales de titanita primarios y cristales de plagioclasa en parte sericitizados, hornblenda parcialmente cloritizada, y algunos cristales de epidota y mica blanca secundarios (Figura 3.34a). En algunos casos se observan entrecrecimientos gráficos entre feldespatos potásico y cuarzo.

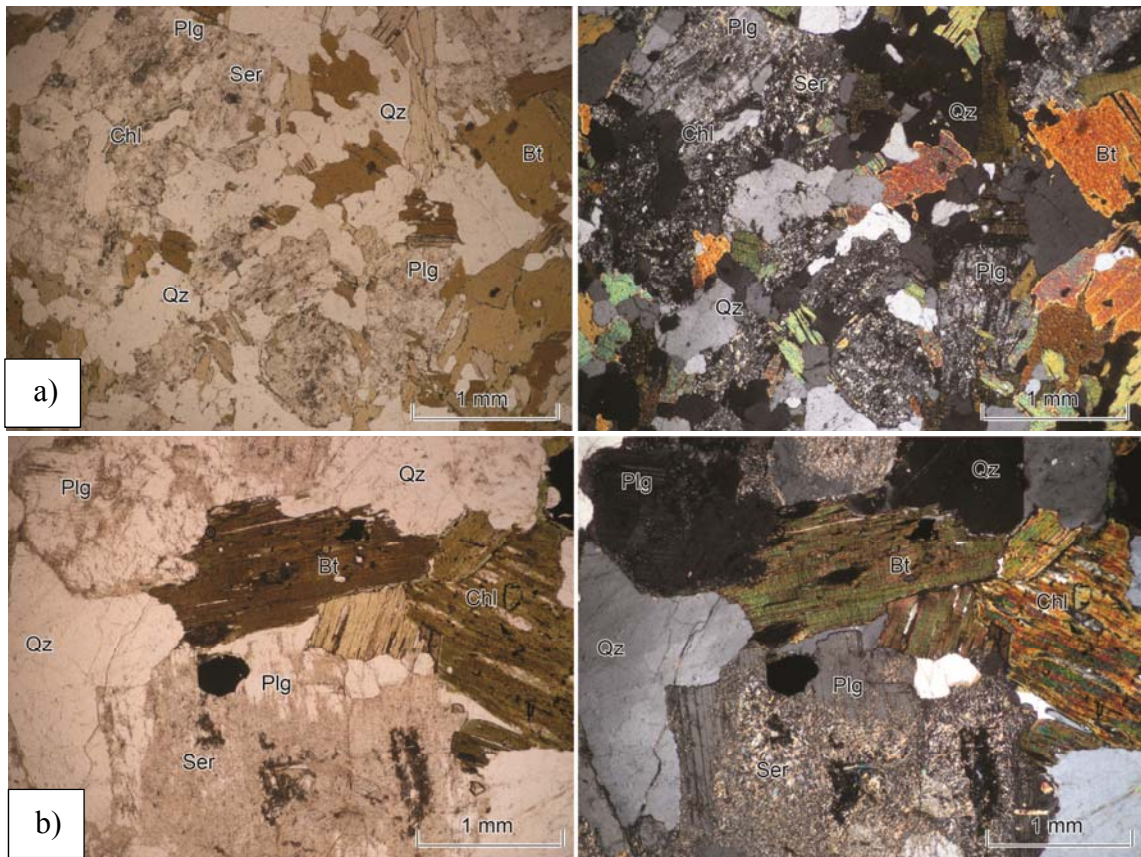


Figura 3.34: Microfotografías a nícoles paralelos (izq.) y cruzados (der.) de muestras del Complejo Intrusivo del Carbonífero – Pérmico. (a) Muestra JL-16A, perteneciente a las granodioritas de este grupo; granodiorita de biotita, grano fino a medio, inequigranular, con plagioclasa parcialmente sericitizada. (b) Muestra JL-23. Monzogranito de biotita del Carbonífero – Pérmico, grano grueso, levemente foliado. Chl: clorita, Qz: cuarzo, Plg: plagioclasa, Ser: sericita, Bt: biotita.

Los **monzogranitos** afloran en los dominios C, D y E, donde forman dos plutones y un *stock* de menos tamaño. El plutón de mayor extensión (Figura 3.35; CPi(h) en mapa anexo) comprende parte de los dominios C y E, en los que abarca un área de $\sim 33,5 \text{ km}^2$. En el Dominio C intruyen a la Formación Agua Dulce y en el Dominio E a los Estratos de Pampa Quenante, con los que también localmente presenta contacto por falla.

Estas rocas corresponden a **monzogranitos de biotita y, en parte, de biotita y anfíbola**, de grano medio a grueso, color blanco, de textura fanerítica, equigranular y alotromórfica, y

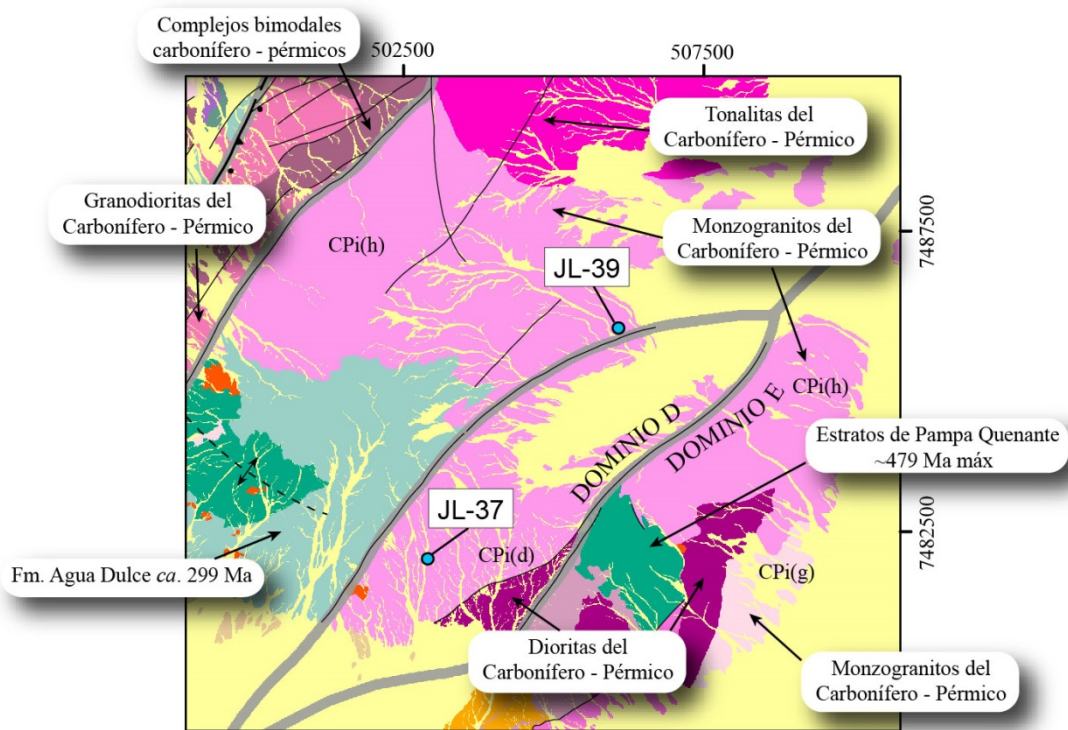


Figura 3.35: Mapa geológico de la zona sureste de la zona de estudio, mostrando los afloramientos de monzogranitos del Carbonífero-Pérmico y sus relaciones de contacto con las unidades adyacentes. Se destaca la ubicación de las muestras JL-37 y JL-39 (Ver Figuras 3.42 y 3.43).

levemente deformados. Uno de los plutones (CPi(d), ver mapa anexo) presenta textura porfírica, con megacristales centimétricos de feldespato potásico y menos comúnmente de plagioclasa y, en parte, cristales euhedrales de anfíbola de hasta 6 mm. Al microscopio, además de los minerales anteriores, se presentan cristales primarios de titanita. Presentan cristales de plagioclasa y feldespato parcialmente sericitizados y algo de epidota secundaria (Figura 3.34b).

Los **pórpidos riolíticos** afloran en los dominios A, C y E en forma de 7 stocks que suman $\sim 16 \text{ km}^2$, que se emplazan tanto en los granitoides y en la Formación Agua Dulce, como en los Estratos de Cerro Limón Verde y en las Diamictitas de Limón Verde.

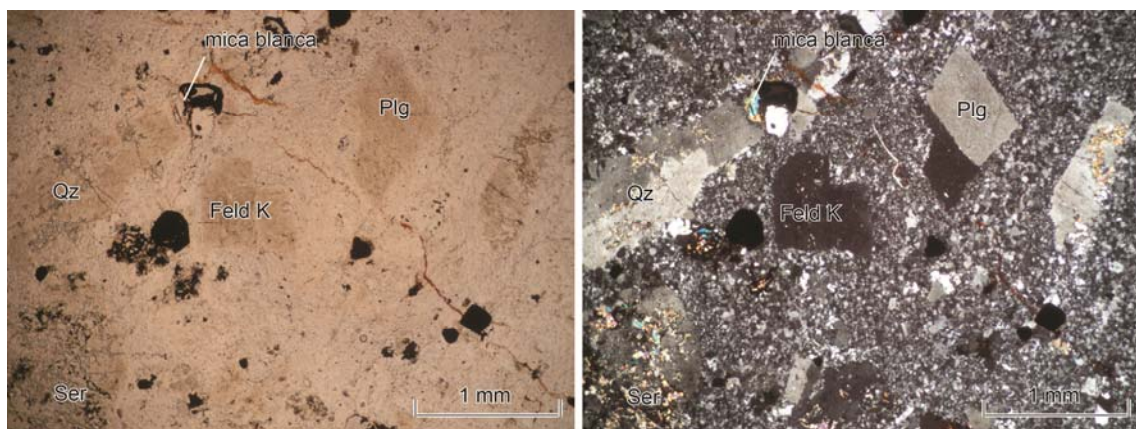


Figura 3.36: Microfotografías a nícoles paralelos (izq.) y cruzados (der.) de la muestra JL-08 de los pórfidos riolíticos del Carbonífero – Pérmico. Fenocristales fracturados de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo inmersos en una matriz microcristalina de cuarzo. Cristales de feldespato potásico parcialmente sericitizados. Escasas micas blancas secundarias. Qz: cuarzo, Feld K: feldespato potásico, Plg: plagioclasa, Ser: sericita.

Macroscópicamente corresponden a **pórfidos riolíticos y riodacíticos**, de color rosado grisáceo a gris, con “ojos” de cuarzo milimétricos y cristales de feldespato potásico y plagioclasa (Figura 3.36). Estos fenocristales están inmersos en una masa fundamental silícea oscura. En forma accesoria presentan cristales de biotita secundarios. Bajo el microscopio incluyen cristales de sanidina de hasta 3 mm inmersos en una masa fundamental compuesta principalmente de cuarzo microcristalino recrystalizado con muscovita y cúmulos de sericita como alteración de los cristales de feldespato. Los escasos cristales de anfíbola se presentan biotitizados y cloritizados.

Los **complejos bimodales** corresponden a una asociación sienogranitos y dioritas penecontemporáneos, que en algunos casos pueden ser diferenciados a la escala del mapa (CPi(a) y CPi(b) en mapa anexo) y en otras forman parte de rocas constituidas por bandas alternantes leucocráticas y melanocráticas (CPi(j) en mapa anexo).

Esta unidad aflora en los dominios A, B y C ocupando un área total de $\sim 32 \text{ km}^2$. En el Dominio A intruyen a la Formación Agua Dulce. En el Dominio B forman una serie de franjas de

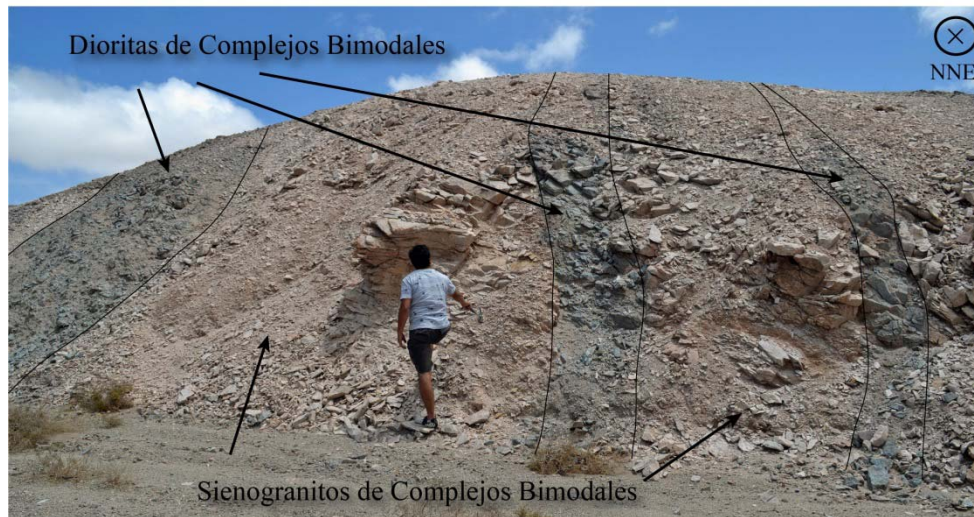


Figura 3.37: Complejo Intrusivo del Carbonífero – Pérmico. Afloramiento de las dioritas y sienogranitos de los complejos bimodales, en forma de franjas de dirección noreste.

dirección noreste que intruyen a granodioritas (Figura 3.37), con las que también presentan, hacia el norte, contacto por falla. Dos apéndices de esta unidad sobrepasan la Falla ‘A’ y afloran en el Dominio C.

La componente félsica de esta unidad está formada por **sienogranitos de biotita** de textura porfírica de grano fino a textura fanerítica de grano grueso y muy grueso, color rosado a rosado grisáceo con algunos ojos de cuarzo de hasta ~ 2 mm. Microscópicamente presentan cristales de microclina con macla tartan (Figura 3.38a) y plagioclasas y feldespatos parcialmente sericitizados y biotita parcialmente cloritizada.

Las rocas máficas son **dioritas de anfíbola y biotita** (o de biotita y anfíbola), de grano medio, color gris oscuro, textura fanerítica, equigranular e hipidiomórfica. Al microscopio presentan cristales de hornblenda entrecrecidos con plagioclasa (Figura 3.38b).

Geocronología

A fin de obtener datos de la edad absoluta del emplazamiento de estos intrusivos, se dataron (U-Pb en circones) 9 muestras representativas de las facies tonalítica, granodiorítica, monzogranítica y complejos bimodales.

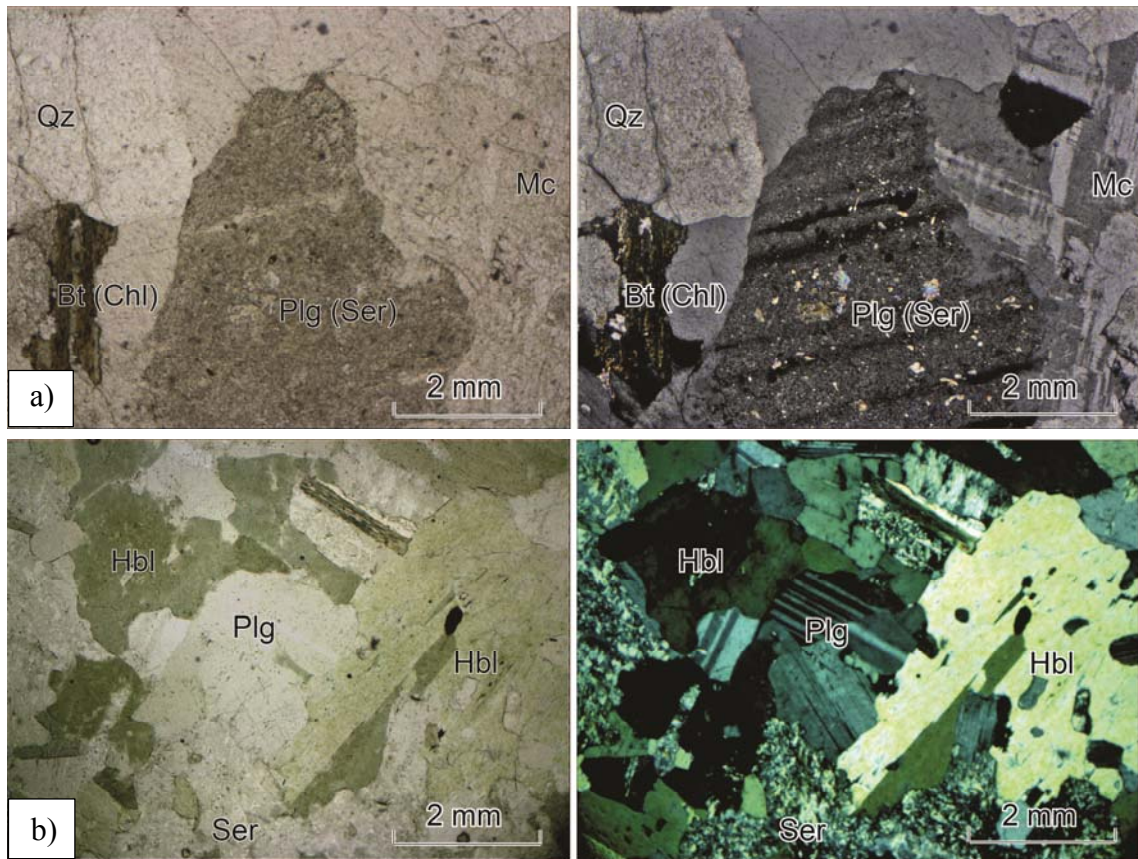


Figura 3.38: Microfotografías a nícoles paralelos (izq.) y cruzados (der.) de muestras de los Complejos Bimodales del Complejo Intrusivo del Carbonífero – Pérmico. (a) Muestra JL-92. Sienogranito de biotita, grano grueso, textura fanerítica, inequigranular, alotromórfica. (b) Muestra JL-85. Diorita de hornblenda y biotita, grano medio a grueso, textura fanerítica, inequigranular e hipidiomórfica. Qz: cuarzo, Mc: microclina, Bt: biotita, Chl: clorita, Plg: plagioclasa, Ser: sericita, Hbl: hornblenda.

Tonalitas

Los resultados de la datación de una muestra (JL-93, coordenadas UTM: 503409E, 7490327N; Figura 3.32) recolectada inmediatamente al este de la Falla ‘A’ en la parte media del Dominio C se presentan en la Figura 3.39. Ésta corresponde a una tonalita de anfíbola y biotita, de grano grueso y en ella se dataron 35 circones, todos los cuales forman un único grupo en torno a los ~ 300 Ma. Considerando todos los circones datados, excepto el más joven que presentaría

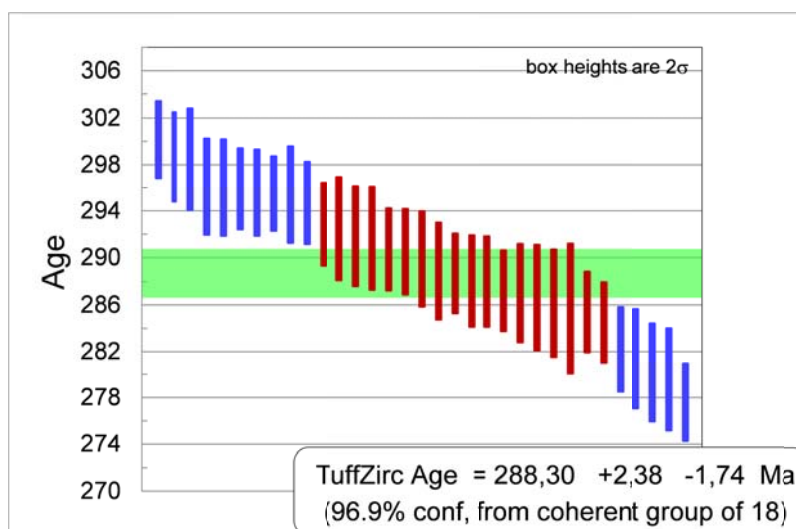


Figura 3.39: Complejo Intrusivo del Carbonífero – Pérmico. Resultado datación U/Pb para la muestra JL-93. Resultado obtenido según el algoritmo *TuffZirc Age* para sus circones ígneos.

pérdida de plomo, y el más antiguo por considerarse heredado, y empleando el algoritmo *TuffZirc Age* (Figura 3.39), se obtuvo un resultado de 288.30 +2.38/-1.74 Ma con 96,9% de confiabilidad, considerando un grupo de 18 circones. Si además se toma en cuenta tanto el error analítico como el sistemático y el de propagación, el resultado obtenido es de **288.3 +5.0/-5.0 Ma (Cisuraliano medio)**, que se considera como una edad de cristalización del intrusivo.

Granodioritas

Empleando el mismo método fueron datadas dos muestras: JL-87 (coordenadas UTM: 503139 E, 7494158 N; zona norte del Dominio B, Figura 3.33) y JL-20 (coordenadas UTM: 506776 E, 7480002 N; Figura 3.30), recolectada, en el Dominio E.

JL-87 corresponde a una granodiorita de biotita y anfíbola, de grano medio. En ella se dataron 33 circones, de los cuales la mayoría presenta edades en torno a los ~290 Ma. Descartando el circón más antiguo y el de mayor error (~3%), a través del algoritmo *TuffZirc Age* se obtuvo una edad de 290.34 +1.53/-2.65 Ma con 97,3% de confiabilidad (Figura 3.40a). Considerando los errores analíticos, sistemáticos y de propagación se obtiene un resultado de **290.3 +4.7/-4.9 Ma**.

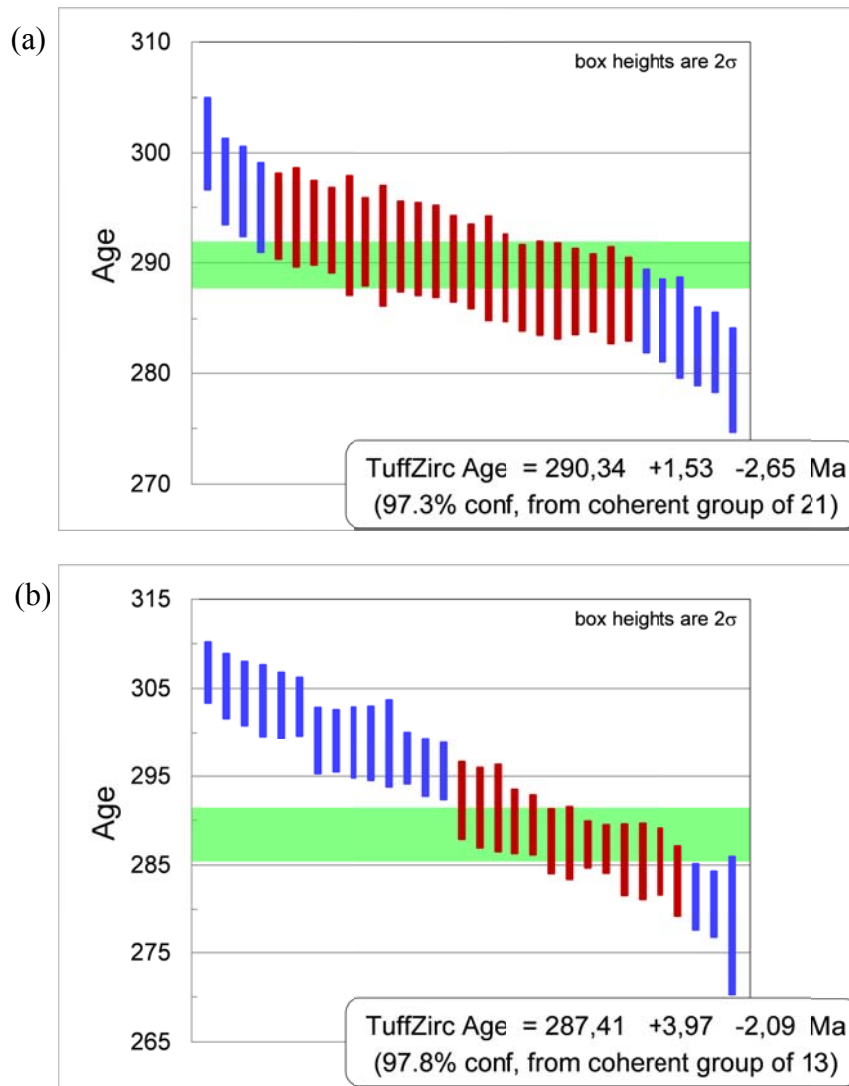


Figura 3.40: Complejo Intrusivo Carbonífero – Pérmico. Resultado datación U/Pb para las muestras JL-87 (a) y JL-20 (b). Resultado obtenido según el algoritmo *TuffZirc Age* para sus circones ígneos.

La **muestra JL-20** es similar a la anterior, aunque con un porcentaje mayor de cristales de anfíbola que de biotita. En este caso se dataron 33 circones los que en su mayoría presentan edades en torno a los 290 Ma. Desechando los dos granos más antiguos por considerarse heredados, y el de mayor error ($\sim 3,5\%$), el algoritmo *TuffZirc Age* arroja una edad de 287.41 +3.97/-2.09 Ma con 97,8% de confiabilidad, considerando un grupo de 13 circones (Figura 3.40b). Teniendo en cuenta los errores analíticos, sistemáticos y por propagación se obtuvo, finalmente una edad de **287.4 +5.5/-4.3**. Ésta es concordante con la obtenida en la muestra JL-87

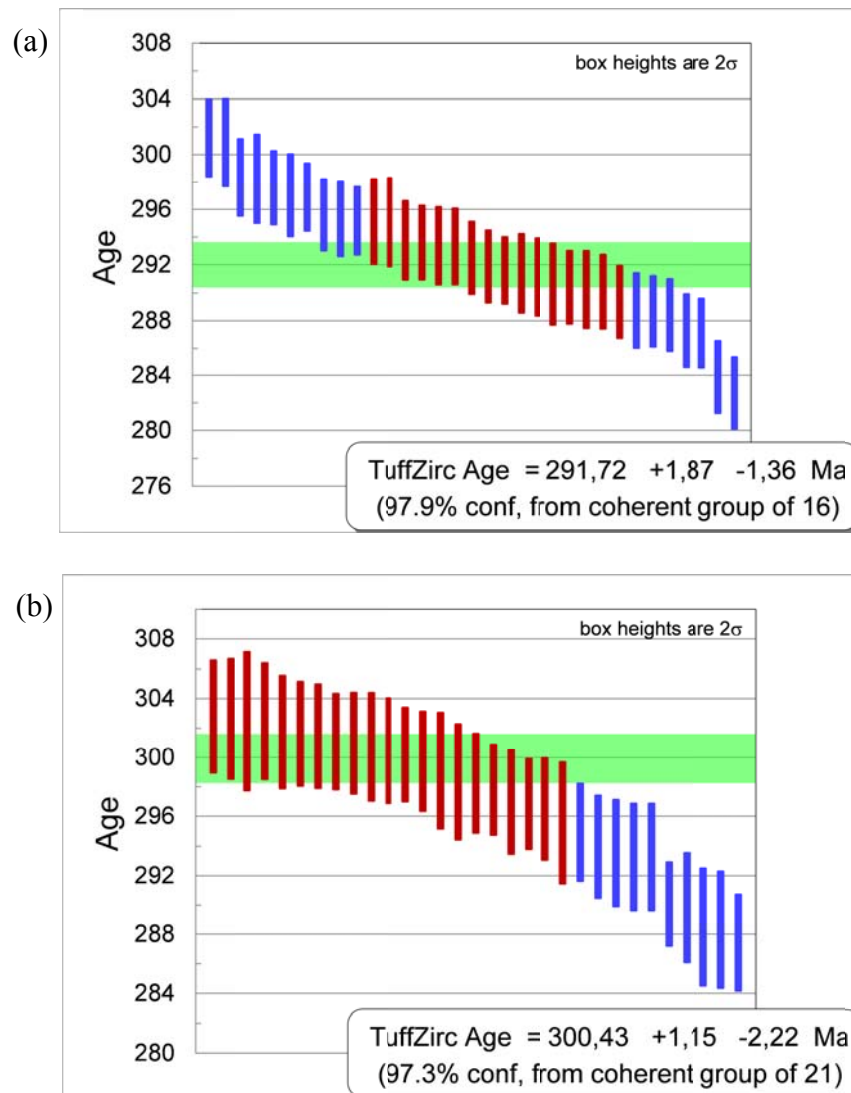


Figura 3.41: Complejo Intrusivo Carbonífero – Pérmico. Resultado datación U/Pb para las muestras JL-37 (a) y JL-39 (b). Resultado obtenido según el algoritmo *TuffZirc Age* para sus circones ígneos.

indicando que ambas forman, junto a las tonalitas, parte de un grupo de intrusivos emplazados durante el **Cisuraliano medio**.

Monzogranitos

En este caso se analizaron de igual modo dos muestras: JL-37 (coordenadas UTM: 502867 E, 7481976 N, Dominio C), y JL-39 (coordenadas UTM: 505944 E, 7485846 N, zona sur del Dominio D, Figura 3.35).

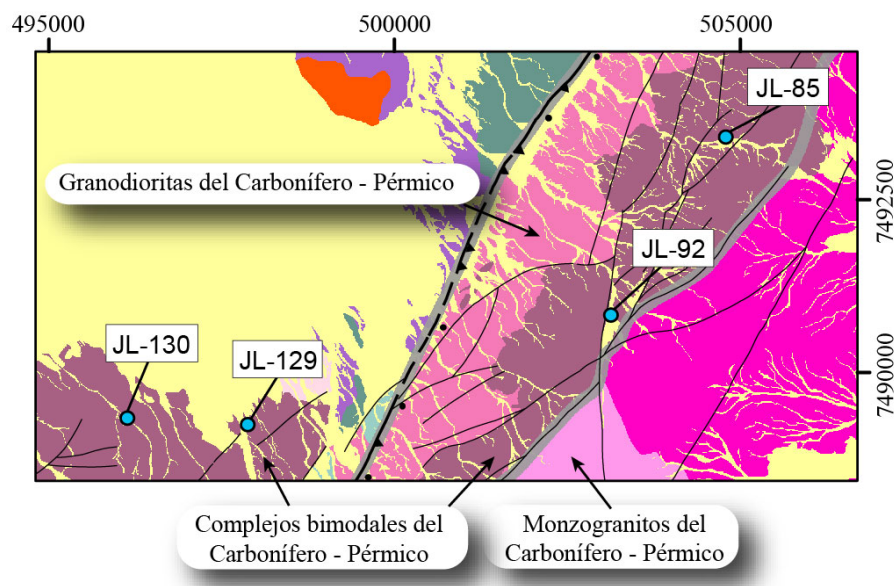


Figura 3.42: Mapa que indica la ubicación de las muestras datadas para los complejos bimodales del Carbonífero – Pérmico. Las muestras JL-85 y JL-129 corresponden a la facies diorítica y las JL-92 y JL-130 a la sienogranítica.

JL-37 representa a un monzogranito de biotita y anfíbola de grano grueso del cual se efectuó la datación de 33 granos de circón, se obtuvo una edad *TuffZirc Age* de 291.72 +1.87/-1.36 Ma (Figura 3.41a) y si se consideran los errores analíticos, sistemáticos y por propagación, una edad de **291.7 +4.4/-4.0 Ma**.

La otra muestra estudiada, **JL-39**, corresponde a un monzogranito de biotita de grano grueso, donde la mayoría de los 32 circones se agrupa en torno a 300 Ma. Al aplicar el algoritmo *TuffZirc Age*, desechando el circón con edad más joven, ya que éste estaría afectado por pérdida de plomo, se obtuvo una edad de 300.43 +1.15/-2.22 Ma (Figura 3.41b). Si se consideran, además, los errores analíticos, sistemáticos y por propagación su datación indica una edad de **300.4 +4.9/-5.4 Ma**.

Estos resultados señalan que JL-37 proviene de un magma que habría cristalizado durante el Sakmariano (**Cisuraliano inferior**), mientras que el plutón asociado a la muestra JL-39 lo habría hecho cerca del **límite Carbonífero – Pérmico**.

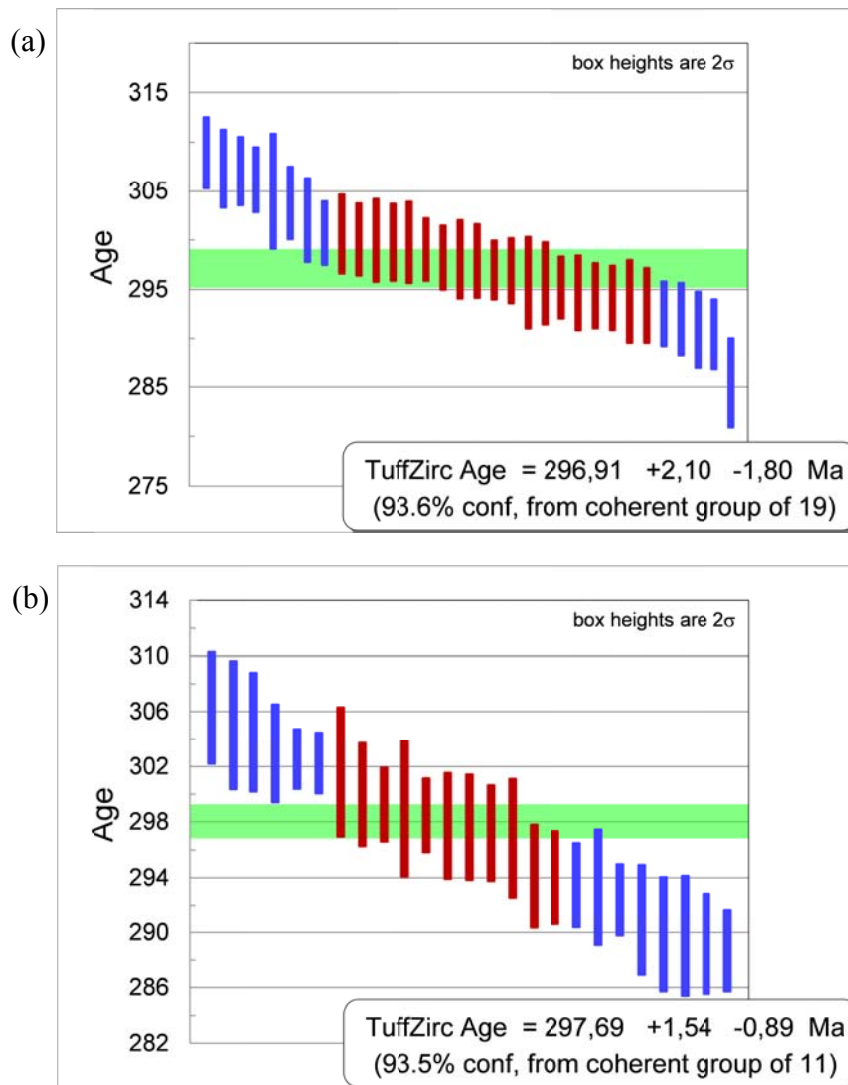


Figura 3.43: Complejo Intrusivo Carbonífero – Pérmico. Resultado datación U/Pb para las muestras JL-85 (a) y JL-129 (b). Resultado obtenido según el algoritmo *TuffZirc Age* para sus circones ígneos.

Complejos bimodales

De este grupo se dataron cuatro muestras, dos de dioritas: JL-85 (coordenadas UTM: 504273 E, 7493205 N; zona norte del Dominio B) y JL-129 (coordenadas UTM: 497819 E, 7489384 N; Dominio A, al norte del Cerro Crespo, Figura 3.42). Las otras dos corresponden a muestras de los sienogranitos: JL-92 (coordenadas UTM: 503316 E, 7490769 N; Dominio B), y

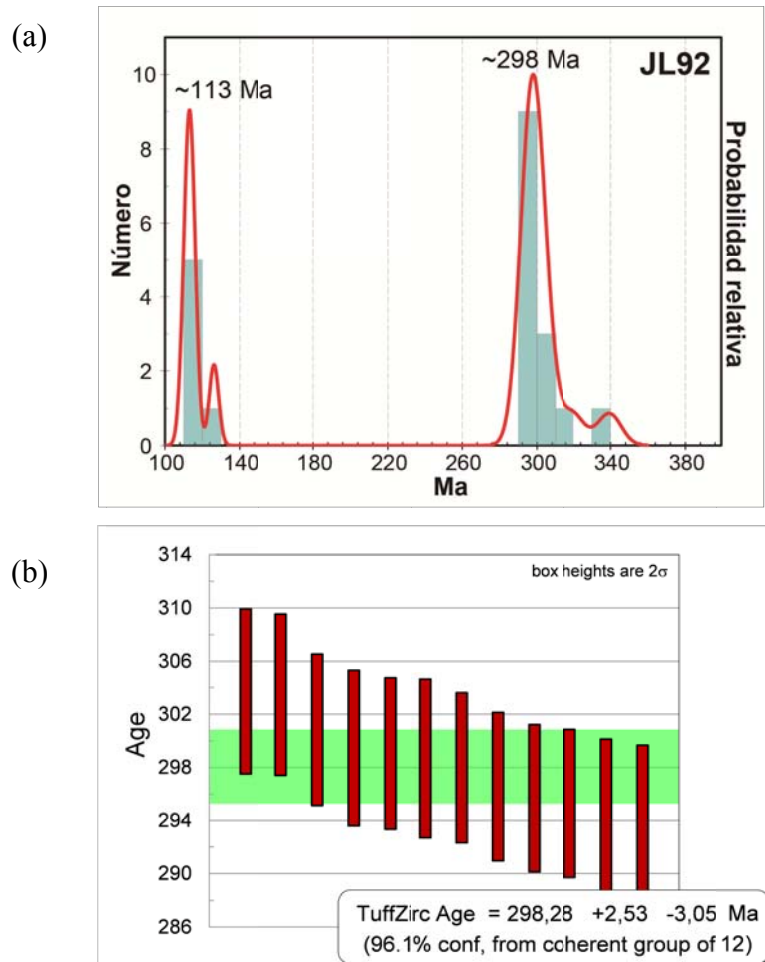


Figura 3.44: Intrusivos del Carbonífero Superior – Pérmico Inferior. Resultado datación U/Pb para la muestra JL-92. Izq: (a) Gráfico de densidad de probabilidades. (b) Resultado obtenido según el algoritmo *TuffZirc Age* para los circones ígneos de esta muestra.

JL-130 (coordenadas UTM: 496180 E, 7489315 N) del Dominio A, también ubicada al norte del Cerro Crespo (Figura 3.42).

Dentro de las dioritas **JL-85** corresponde a una diorita de hornblenda y biotita de grano medio, de la cual se dataron 32 circones, que indicaron edades en torno a los 298 Ma. Con el algoritmo *TuffZirc Age* se obtuvo una edad de 296.91 +2.10/-1.80 Ma con 93,6% de confiabilidad en 19 circones (Figura 3.43a) y, considerando los errores correspondientes, **296.9 +5.0/-4.8 Ma**.

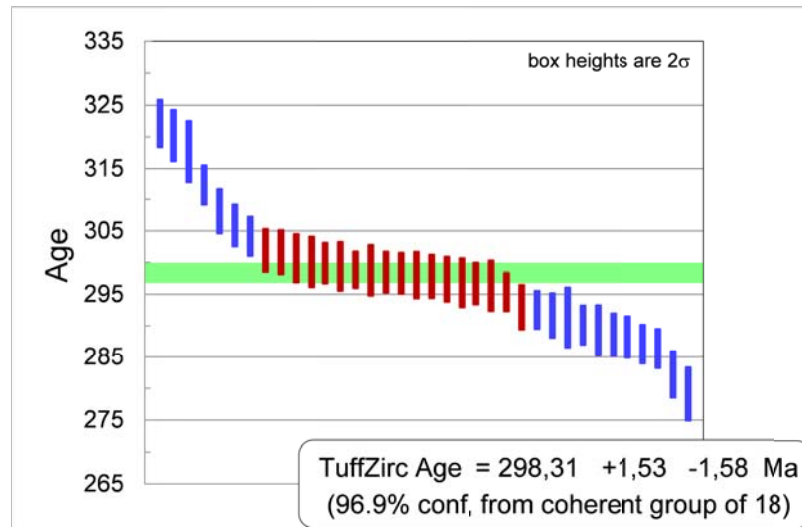


Figura 3.45: Complejo Intrusivo Carbonífero – Pérmico. Resultado datación U/Pb para la muestra JL-130. Resultado obtenido según el algoritmo *TuffZirc Age* para sus circones ígneos.

JL-129 es una diorita de anfíbola de grano fino a medio y de ella se dataron 30 circones, 29 de los cuales tienen edades en torno a los 299 Ma. Aplicando el algoritmo *TuffZirc Age* a un grupo de 25 circones, luego de descartar 2 circones heredados y 3 con pérdida de plomo, el resultado obtenido indica $297.69 +1.54/-0.89$ Ma con 93,5% de confiabilidad en 11 circones (Figura 3.43b). Considerando los errores sistemáticos, analíticos y por propagación el resultado obtenido es de **$297.7 +5.4/-5.8$ Ma**, consistente y concordante con la edad de la muestra JL-85.

En el caso de los sienogranitos, **JL-92** es un sienogranito de biotita de grano grueso, del cual se dataron 20 circones. En este caso el diagrama de probabilidad de la Figura 3.44a muestra dos *peaks* principales: uno formado por 14 granos en torno a los ~ 298 Ma y otro formado por 6 granos en torno a los ~ 113 Ma, ninguno de los cuales está afectado por pérdida de plomo. El valor del Cretácico Inferior no tiene sentido con respecto a la geología de la Sierra Limón Verde ya que la muestra está rodeada por intrusivos del Carbonífero – Pérmico y no se obtuvieron edades cretácicas en ninguna de las muestras datadas. Por esto, los circones más jóvenes se consideraron contaminación de la muestra y para el cálculo de la edad se consideraron sólo los 14 circones más antiguos. De estos circones paleozoicos se descartaron a su vez 2 granos por considerarse heredados y a los 12 restantes se les aplicó el algoritmo *TuffZirc Age* (Figura 3.44b).

De esta forma se obtuvo un resultado **298.28 +2.53/-3.05 Ma** con 96,1% de confiabilidad en 12 circones para la muestra JL-92.

Por último, **la muestra JL-130** corresponde a un sienogranito de biotita de grano medio, y de ella se analizaron 36 granos de circones, todos los cuales presentan edades en torno a los 298 Ma. Con el algoritmo *TuffZirc Age* aplicado a todos estos granos se obtuvo una edad de 298.31 +1.53/-1.58 Ma con 96,9% de confiabilidad en 18 circones (Figura 3.45). Al tomar en cuenta los errores analíticos, sistemáticos y por propagación, la edad de la muestra sería de **298.3 +4.0/-4.6 Ma**.

Los resultados geocronológicos obtenidos en las muestras de dioritas y sienogranitos de los complejos bimodales dejan en evidencia que efectivamente ambas facies son penecontemporáneas y que su cristalización habría ocurrido en el **Cisuraliano basal**.

4. DISCUSIÓN

La Sierra Limón Verde aporta datos claves para entender la evolución paleogeográfica y magmática del Norte de Chile. Para comprender el significado tectónico de las unidades ígneas, metamórficas y sedimentarias allí expuestas es fundamental determinar su ambiente tectonosedimentario, y efectuar una correlación con unidades comparables aflorantes en otros segmentos de los Andes Centrales. En los párrafos que siguen se discute: 1) un posible origen para las Diamictitas de Limón Verde, 2) la correlación y proveniencia de los circones de las rocas sedimentarias paleozoicas y 3) un posible ambiente tectónico para el volcanismo y magmatismo del Paleozoico superior en la Sierra Limón Verde.

4.1 Las Diamictitas de Limón Verde: ¿Evidencias de glaciación Neoproterozoica en el norte de Chile?

Las Diamictitas de Limón Verde corresponden a ~1500 m de meta-conglomerados y meta-areniscas que afloran como *roof pendants* dentro de granitoides del Paleozoico superior. Los meta-conglomerados son matriz soportados, monomícticos y sus clastos corresponden a granitoides rosados flotando en una matriz arenosa que constituye entre el 70 y 90% de la roca. Su edad de depósito está comprendida entre el Mesoproterozoico y Missisippiano como lo indica la edad de la población más joven de circones detríticos (59 circones) y un clasto de granito de *ca.* 1060 Ma (Hervé *et al.*, 2010; este trabajo), y los *ca.* 322 Ma de los granitoides más antiguos que intruyen a las diamictitas.

Rocas meta-sedimentarias cuyo protolito pudiera haberse depositado dentro de ese rango de edad y que se pudieran correlacionar con las Diamictitas de Limón Verde son de rara ocurrencia en el Norte de Chile, y dentro de ellas están las pertenecientes al Complejo Metamórfico de Belén (*e.g.* Basei *et al.*, 1996; Wörner *et al.*, 2000; Loewy *et al.*, 2004) y los complejos metamórficos de Choja (*e.g.* Huete *et al.*, 1977; Skarmeta, 1983; Damm *et al.*, 1990; Lucassen *et al.*, 2000) y Sierra Moreno (Skarmeta y Marinovic, 1981; Skarmeta, 1983; Lucassen *et al.*, 2000; Tomlinson *et al.*, 2001; Fuentealba, 2006; Hervé *et al.*, 2013a). Sin embargo sus características litológicas son diferentes. El **Complejo Metamórfico de Belén** en la Precordillera

de Arica incluye una asociación de esquistos de muscovita, gneises cuarzo-feldespáticos y rocas metavolcánicas máficas afectada por un metamorfismo de facies anfibolita (Salas *et al.*, 1966; Pacci *et al.*, 1980; Wörner *et al.*, 2000; Loewy *et al.*, 2004) donde Damm *et al.* (1990) obtuvieron, en las rocas metavolcánicas, una edad Sm-Nd de 1460 ± 448 Ma, mientras que Hervé *et al.* (2013a) reportaron una edad máxima de depósito de *ca.* 850 Ma (circones detríticos, U-Pb SHRIMP) para el protolito de las rocas metasedimentarias. Una edad mínima de depósito está indicada por diques granodioríticos (473 ± 2 y 473 ± 3 Ma U-Pb (TIMS); Loewy *et al.*, 2004). El **Complejo Metamórfico de Choja** o Formación Choja (Vergara, 1978a) que aflora al norte de Calama, consiste en un conjunto de micaesquistos, gneisses anfibolitas, migmatitas y sienogranitos alcalinos. A través de relaciones de contacto y dataciones U-Pb (TIMS) Loewy *et al.* (2004) concluyeron que el protolito del paragneis debe ser más antiguo que *ca.* 1067 Ma. El **Complejo Metamórfico de Sierra Moreno** aflora también al norte de Calama, y a diferencia del Complejo Metamórfico de Choja, se compone de esquistos cuarzo-micáceos, esquistos verdes, migmatitas, granitos y milonitas. A través de la datación de circones detríticos (U-Pb SHRIMP) Hervé *et al.* (2013a) determinaron una edad máxima de depósito de *ca.* 1000 a 1100 Ma, para los protolitos de los paragneisses de este complejo.

Aunque estos complejos metamórficos también tienen edades máximas de depósito proterozoicas, su litología difiere enormemente de la de las Diamictitas de Limón Verde. Además de estar afectados por un grado metamórfico más alto, no existen evidencias que permitan sugerir que su protolito incluya conglomerados oligomícticos, similares a las Diamictitas de Limón Verde. En otras regiones de Sudamérica, en cambio, sí afloran unidades con similares características litológicas y rango de edad a las de las Diamictitas de Limón Verde. Secuencias de conglomerados similares a éstas han sido descritas tanto en el Macizo de Arequipa, como en el escudo brasileño y el Cratón De Río de la Plata (Figura 4.1). En Brasil, este grupo incluye a las formaciones Puga y Serra Azul, en el Cinturón Paraguayo (e.g. Maciel, 1959; Alvarenga y Trompette, 1992; Alvarenga *et al.*, 2007, 2011; Figueiredo *et al.*, 2008), Bebedouro, en el Cratón São Francisco (e.g. Guimarães *et al.*, 2011), al Grupo Macaúbas y las Laminitas de Moema, en la cuenca de San Francisco, y Jequitaí (e.g. Karfunkel y Hoppe, 1988; Uhlein *et al.*, 1999; Figueiredo *et al.*, 2009; Rocha-Campos *et al.* 2011; Babinski *et al.*, 2012). En Uruguay

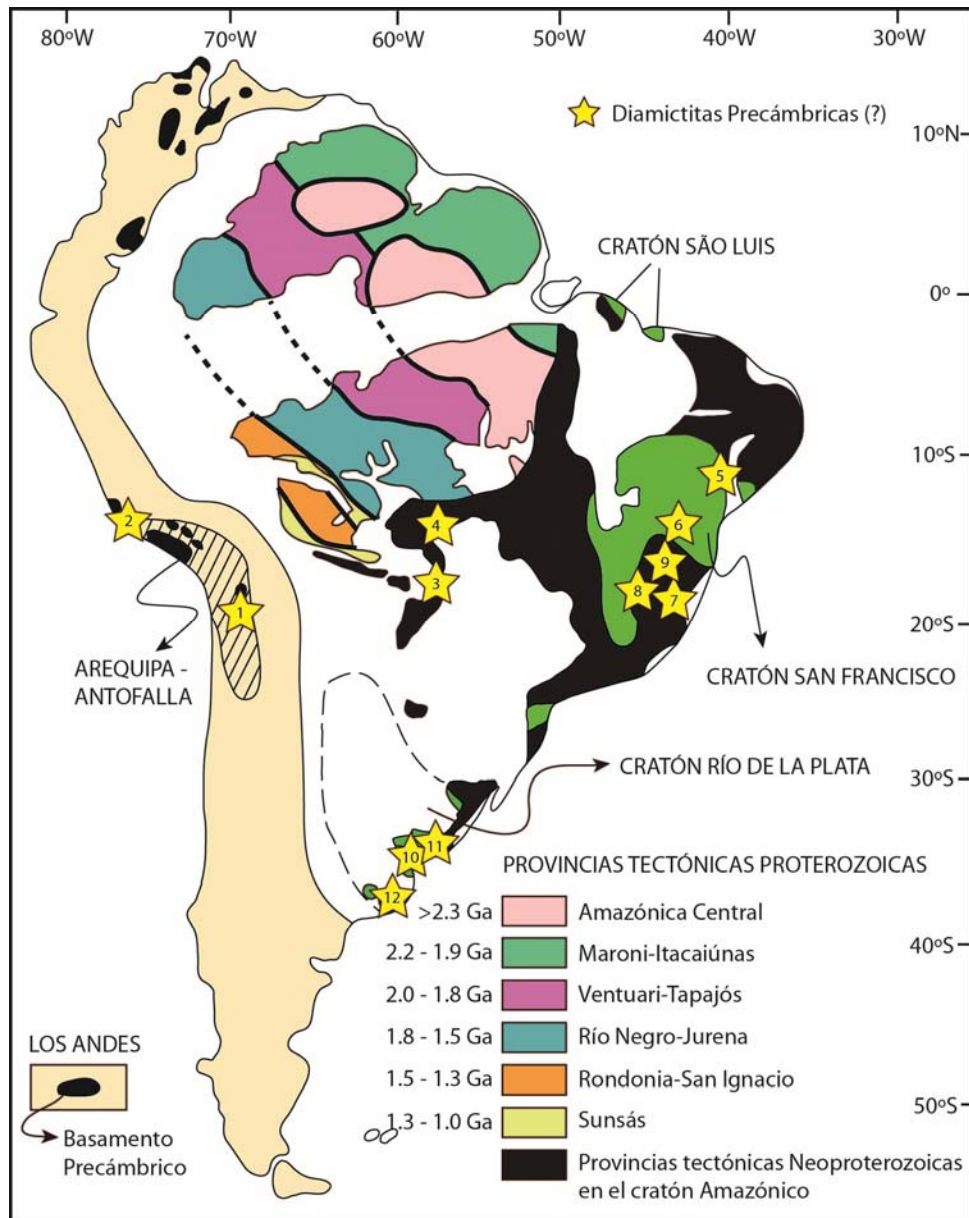
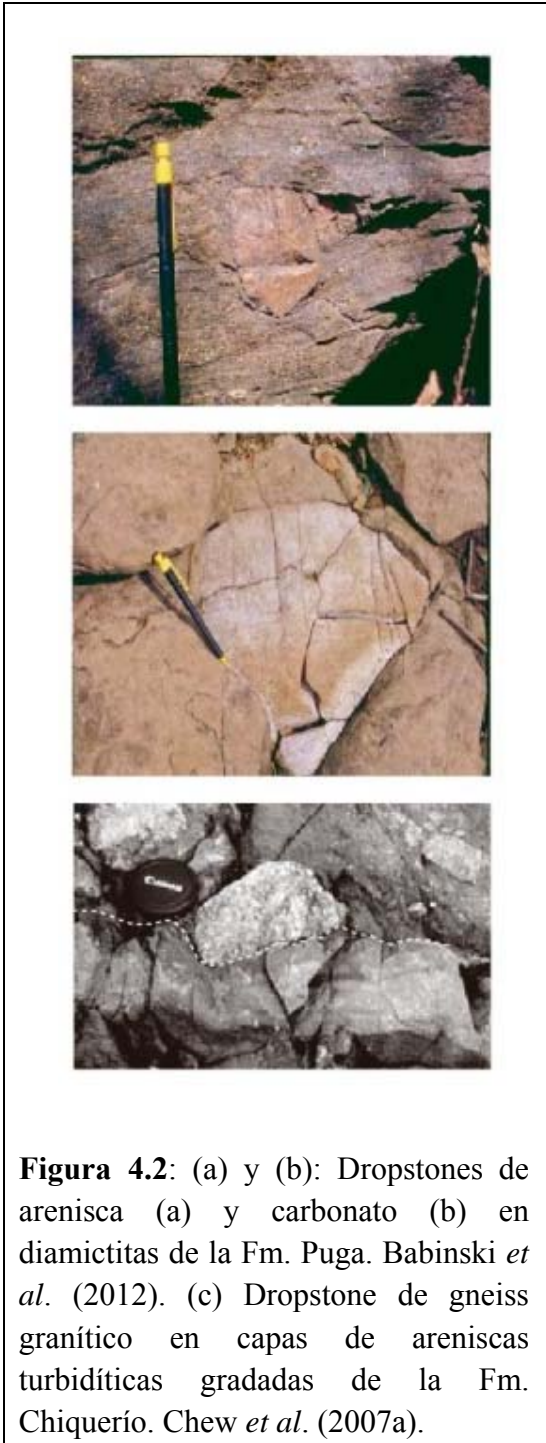


Figura 4.1: Mayores provincias tectónicas de sudamérica y la edad de su último metamorfismo. Se destaca el terreno Arequipa-Antofalla en un área achurada y la ubicación de las diamictitas de probable edad precámbrica documentadas en la región. Modificado de Cordani *et al.* (2000) en Chew *et al.* (2007a), y Arnaud *et al.*, 2011. 1: Diamictitas de Limón Verde, 2: Fm. Chiquerío, 3: Fm. Puga, 4: Fm. Serra Azul, 5: Fm. Bebedouro, 6: Craton São Francisco, 7: Grupo Macaúbas, 8: laminitas Moema, 9: Fm. Jequitaiá, 10: Fm. Playa Hermosa, 11: Fm. Las Ventanas, 12: Fm: San Carlos, 13: Sistema Tandilia.



secuencias comparables incluyen a las formaciones Playa Hermosa, Las Ventanas y San Carlos (e.g. Pecoits *et al.*, 2011; Masquelin y Sánchez Bettucci, 1993) y en Argentina, en el Cratón de laPlata al Sistema Tandilia (e.g. Dristas y Friscale, 1984; Zimmermann y Spalletti, 2009).

Todas estas unidades están constituidas en parte importante por diamictitas masivas y en algunos casos se ha documentado en ellas la presencia de *dropstones* (Figura 4.2). Estas secuencias han sido consideradas como depósitos de origen glacial acumulados durante el Neoproterozoico durante las glaciaciones globales de los períodos Criogénico y/o Ediacariano (Chew *et al.*, 2007a; Babinski *et al.*, 2012). Las unidades que afloran sobre el escudo brasileño presentan poblaciones de circones detríticos (ca. 900 Ma a ca. 3000 Ma) provenientes de las unidades más antiguas de los cratones Amazónico y de San Francisco (e.g. Figueiredo *et al.*, 2009; Babinski *et al.*, 2011), mientras que las que se exponen en el borde occidental del escudo como Formación Puga (Maciel, 1959; Alvarenga y Trompette, 1992; Babinski *et al.*, 2012) presentan una importante población de circones detríticos mesoproterozoicos de edad “grevilliana” (ca. 1.000 – 1.200 Ma) derivados de la erosión del Cinturón Sunsás, producto de la colisión Neoproterozoica entre Laurentia y Gondwana (Loewy *et al.*, 2003; Ramos, 2008; Figura 4.3).

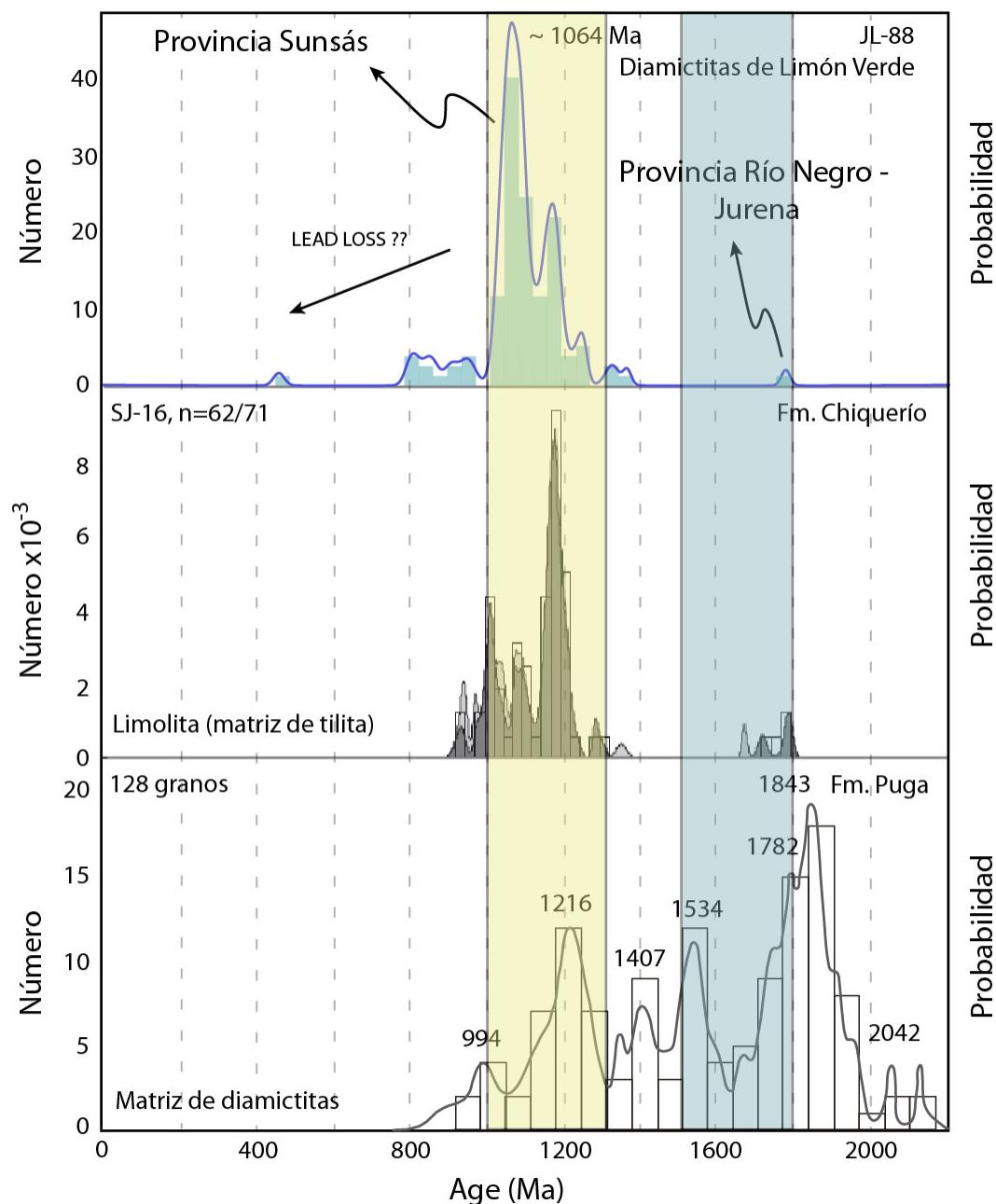


Figura 4.3: Diagrama de densidad de probabilidades para la muestra JL-88 de las Diamictitas de Limón Verde (arriba, este trabajo), la muestra SJ-16 de la Fm. Chiquerío (Chew *et al.* 2007a) y acumulación de edades de circones de muestras de matriz para las diamictitas de Fm. Puga (Babinski *et al.*, 2012). Se destacan los intervalos de edad de las provincias Sunsás y Río Negro – Jurena.

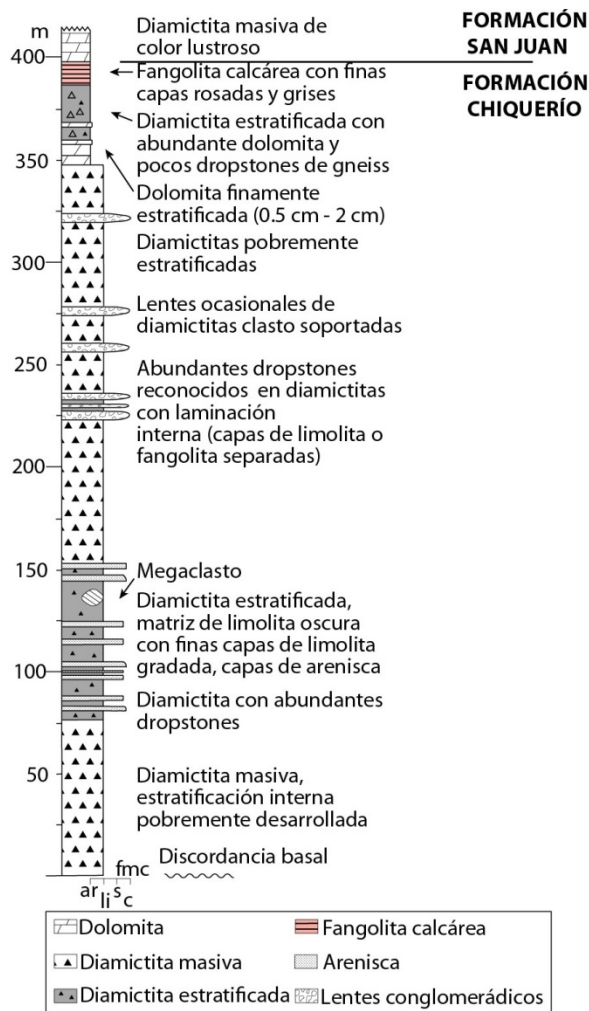


Figura 4.4: Columna estratigráfica de la Formación Chiquerío y parte basal de la Fm. San Juan (Chew *et al.*, 2007a)

La unidad que presenta las mayores similitudes con las Diamictitas de Limón Verde es, sin duda, la **Formación Chiquerío** (Caldas, 1978), que se dispone en discordancia sobre el basamento Paleoproterozoico (2.1 – 1.8 Ga) afectado por metamorfismo grenvilliano del Macizo de Arequipa, en el sur de Perú (*e.g.* Martignole y Martelat, 2003; Loewy *et al.*, 2004; Casquet *et al.*, 2010; Figura 4.1) y presenta, tal como las Diamictitas de Limón Verde, una población de circones detríticos dominada por edades grenvillianas (*ca.* 1.2 Ga; Figura 4.3). La Formación Chiquerío corresponde a ~400 m de diamictitas, areniscas, fangolitas y carbonatos (y una capa de ~11 m de dolomitas cerca del techo de la secuencia, Figura 4.4), afectadas por metamorfismo de facies esquistos verdes, cubiertas por una sucesión carbonática de ~2 km de espesor (*e.g.* Shackleton *et al.*, 1979; Chew *et al.*, 2007a). Las diamictitas masivas, con estratificación pobremente desarrollada, presentan clastos milimétricos

a métricos de granitos ricos en feldespato potásico, gneisses graníticos, areniscas finas a medias y anfibolitas, dispuestos en una matriz de metalimolita oscura. Dataciones U-Pb de tres de sus clastos graníticos indicaron edades de *ca.* 1165 Ma (Loewy *et al.*, 2004), mientras que los circones detríticos de la matriz de las diamictitas se ubican entre los *ca.* 930 y *ca.* 955 Ma (Chew *et al.*, 2007a; Figura 4.3). La presencia de estromatolitos de probable edad Neoproterozoica – Cámbrica en la suprayacente Formación San Juan (Injoque y Romero, 1986), y el hecho de que

ambas estén intruidas por granitoides Ordovícicos de *ca.* 450 Ma (Batolito San Nicolás; Mukasa y Henry, 1992) es consistente con que la formación tenga una edad Neoproterozoica (Caldas, 1979; Loewy *et al.*, 2003, 2004; Chew *et al.*, 2007a).

La presencia de abundantes *dropstones* en los niveles estratificados (Figura 4.2) y los valores fuertemente negativos de $\delta^{13}\text{C}$ del techo de la Formación Chiquerío y de la Formación San Juan (Chew *et al.*, 2007a), indicarían un origen glacial en un ambiente de depósito marino profundo (*e.g.* Caldas, 1979; Chew *et al.*, 2007a). Las dos anomalías de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidas en estas unidades son características de las dolomitas asociadas a glaciaciones neoproterozoicas (Fairchild y Hambrey, 1984; Kennedy *et al.*, 1998; Hoffman y Schrag, 2002; Halverson *et al.*, 2005; Shields, 2005) y en particular, Chew *et al.* (2007), sugieren su correlación con las de las glaciaciones Sturtiana – Marinoana (~720 y ~635 Ma) o sólo Marinoana (Criogeniano medio a tardío). Chew *et al.* (2007b) y Loewy *et al.* (2003) sugieren además que las poblaciones de circones de 1300 a 900 Ma, predominantes en la Formación Chiquerío (Figura 4.3), provienen del borde del cratón amazónico.

En el caso de las Diamictitas de Limón Verde es preciso indicar que en ella no se observaron estructuras sedimentarias, ni fue posible efectuar estudios de isótopos de C debido a la ausencia de niveles carbonáticos. Sin embargo, las poblaciones de circones grenvillianos y paleoproterozoicos (de 1.3 – 1.0 Ga y 2.0 – 1.8 Ga) similares a las de la Formación Chiquerío (Figura 4.3) y la similitud litológica de las Diamictitas de Limón Verde con la base de ésta (Figura 4.4) permiten sugerir que ambas unidades son comparables y se habrían depositado en un ambiente similar con una fuente de sedimentos común y restringida durante los eventos glaciales globales de la etapa “Bola de Nieve” del Neoproterozoico superior. (*e.g.* Kaufman *et al.*, 1997; Hoffman *et al.*, 2002). De ser efectiva esta correlación, las Diamictitas de Limón Verde, corresponderían a los primeros depósitos de este tipo reconocidos en Chile.

4.2 Proveniencia y significado paleogeográfico de las sedimentitas del Devónico – Carbonífero

Otro grupo de unidades distintivas dentro de la zona sur de la Sierra Limón Verde son los Estratos de Pampa Quenante y los Estratos de Cerro Limón Verde.

Los **Estratos de Pampa Quenante** están constituidos principalmente por meta-areniscas cuarcíferas bandeadas de biotita y por meta-arcosas y meta-subarcosas subordinadas. Su techo y base no están expuestos, por lo que su potencia es indeterminada. Su edad de depósito está comprendida entre la edad más joven de sus circones detríticos (*ca.* 479 Ma) y la edad de los granitoides carboníferos (*ca.* 322 Ma) que los intruyen, es decir, entre el Ordovícico Inferior y el Mississippiano.

Los **Estratos de Cerro Limón Verde**, ubicados más al oeste, corresponden a una secuencia metasedimentaria de potencia indeterminada compuesta por grauvacas líticas finas ricas en cuarzo, grauvacas líticas medias volcanoclásticas, areniscas cuarcíferas de grano medio, metapelitas y conglomerados volcanoclásticos matriz soportados con clastos de cuarzo y riolitas. Su edad está comprendida entre los *ca.* 474 Ma (circones detríticos) y los *ca.* 301 Ma, que es la edad obtenida para las tobas y lavas ácidas de la Formación Agua Dulce, que los cubren en discordancia angular.

Secuencias sedimentarias expuestas en el norte de Chile y que, por sus relaciones estratigráficas, se pueden correlacionar con los Estratos de Pampa Quenante y Cerro Limón Verde incluyen unidades atribuidas al Devónico Medio a Tardío – Carbonífero Temprano (Breitkreuz, 1986a; Bahlburg *et al.*, 1988a, b; Bahlburg y Breitkreuz, 1993). Estas forman parte de dos grupos; el primero está formado por depósitos turbidíticos y meta-turbidíticos (formaciones El Toco, Sierra del Tigre y Las Tórtolas) que afloran en la Cordillera de la Costa (Harrington, 1961; Breitkreuz y Bahlburg, 1985; Breitkreuz, 1986b, Niemeyer *et al.*, 1997b; J. Cortés, 2000; Basso, 2004; González y Niemeyer, 2005), y el segundo por secuencias que afloran en forma dispersa tanto en la Cordillera de Domeyko (Formación Argomedo y Estratos de Cerro del Medio), como en el Cordón de Lila y Sierra de Almeida, al sureste de Sierra Limón Verde

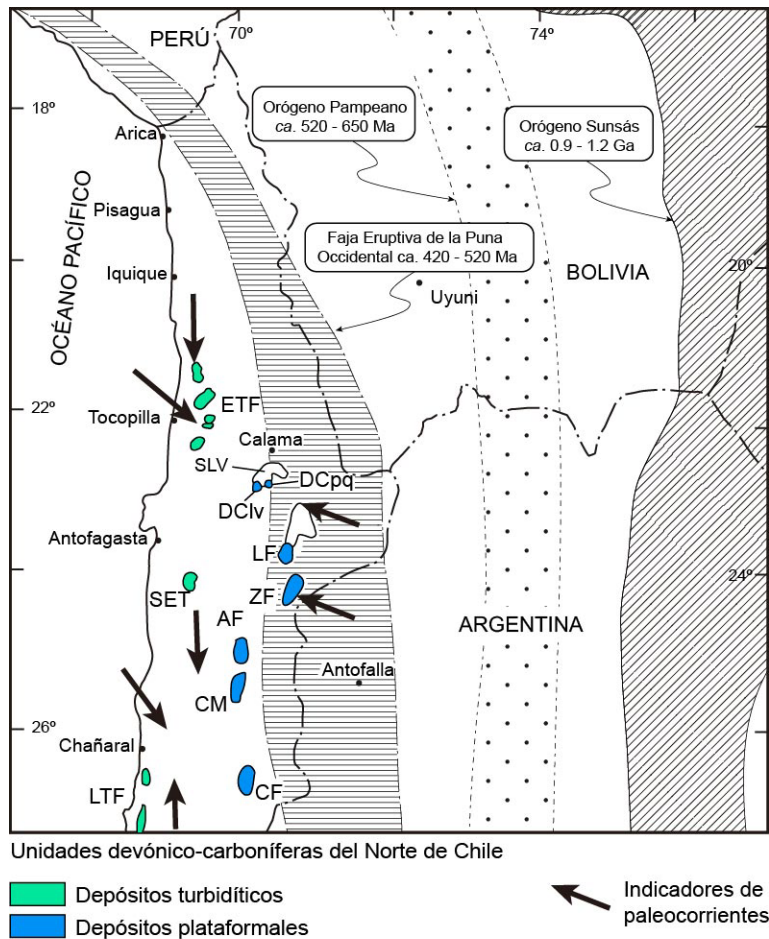


Figura 4.5: Distribución de las rocas sedimentarias, volcanosedimentarias y meta-sedimentarias paleozoicas en el norte de Chile, con las direcciones de sus paleocorrientes. CISL: Complejo Ígneo y Sedimentario de Lila, APF: Fm. Aguada de la Perdiz, ETF: Fm. El Toco, SET: Fm. Sierra del Tigre, QA: Fm. Quebrada Aroma, LF: Fm. Lila o Icnitas, ZF: Fm. Zorritas, AF: Fm. Argomedo, CM: Estratos de Cerro del Medio, CF: Formación Chinchas, LTF: Formación Las Tórtolas, DCIv: Estratos de Cerro Limón Verde, DCpq: Estratos de Pampa Quenante. SLV: Sierra Limón Verde. Modificado de Charrier *et al.* (2007). Las ubicaciones de la Faja Eruptiva de la Puna Occidental, Orógeno Sunsás y Orógeno Pampeano de Bahlburg *et al.* (2009), Schobbenhaus y Neves (2003) y Escayola *et al.* (2011). Indicadores de paleocorrientes de Bahlburg y Hervé (1997).

(Moraga *et al.*, 1974; Niemeyer *et al.*, 1985; Cecioni y Frutos, 1975; Breikreuz, 1985, 1986b; Figura 4.5).

Entre éstas, la secuencia mejor estudiada y conocida corresponde a la **Formación Zorritas**, portadora de una abundante fauna fósil del Devónico Medio – Carbonífero Inferior

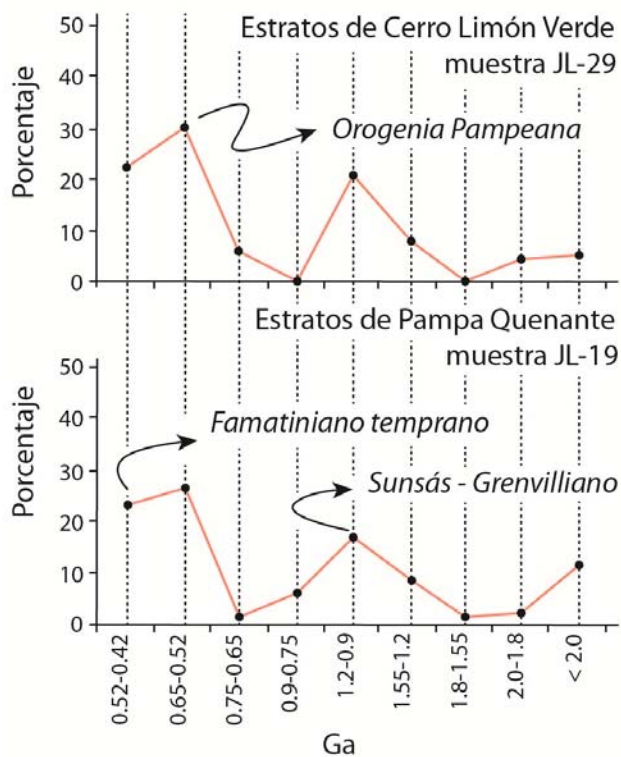


Figura 4.6: Distribución porcentual de edades para los circones detríticos de los depósitos de Estratos de Cerro Limón Verde y Pampa Quenante, según los principales eventos tectónicos documentados en el margen occidental de Gondwana.

(Davidson *et al.*, 1981; Cecioni, 1982; Breitzkreuz, 1986b; Niemeyer, 1989; Rubinstein *et al.*, 1996; Isaacson *et al.*, 1985; Dutro y Isaacson, 1990; Boucot *et al.*, 1995; Niemeyer *et al.*, 1997a). La Formación Zorritas es una secuencia clástica marina transgresiva-regresiva de ~3000 m de potencia que se apoya, en la zona de Alto del Inca (Sierra de Almeida, al oeste de Monturaqui), en discordancia sobre granitoides ordovícicos (Figura 4.5) e incluye, en su base, cerca de 1.000 m de cuarzoarenitas, a las que sucede un miembro medio de ~1.500 m de fangolitas, limolitas y areniscas finas, fosilíferas, con intercalaciones volcanoclásticas, y un miembro superior de ~40 m de areniscas de grano muy fino, cuarcíticas (Cecioni y

Frutos, 1975; Davidson *et al.*, 1981; Isaacson *et al.*, 1985; Niemeyer *et al.*, 1997a). La Formación Zorritas se ha correlacionado con la Formación Lila, expuesta al sur del Salar de Atacama, que corresponde a una sucesión marina, discordante sobre intrusivos ordovícicos, de 1.000 m de espesor constituida por areniscas cuarcíferas, limolitas y conglomerados (Moraga *et al.*, 1974; Ramírez y Gardeweg, 1982; Breitzkreuz, 1986b; Niemeyer, 1989).

Tal como ocurre con las sucesiones de Sierra Limón Verde la Formación Zorritas está cubierta en discordancia por rocas volcánicas riolíticas a dacíticas del Carbonífero-Pérmico (Davidson *et al.*, 1981; Marinovic *et al.*, 1995). La unidad se habría depositado en una plataforma marina estable y somera ubicada, según Bahlburg *et al.* (1988b) en el borde oriental de una cuenca marina, limitada al este por el extinto cinturón magmático alzado de la Faja Eruptiva de la

Puna occidental, fuente principal de los sedimentos (e.g. Coira *et al.*, 1982; Bahlburg y Breitzkreuz, 1991, 1993; Breitzkreuz, 1986b; Niemeyer *et al.*, 1997a).

Aunque en las secuencias pre-mesozoicas de la Sierra Limón Verde no se identificaron restos fósiles y se requieren estudios sedimentológicos para determinar su ambiente de depósito, la litología y litofacies sugieren que los Estratos de Pampa Quenante y de Cerro Limón Verde se podrían correlacionar con la Formación Zorritas. En particular, los Estratos de Pampa Quenante pueden ser comparados con la parte basal de la Formación Zorritas, constituida principalmente

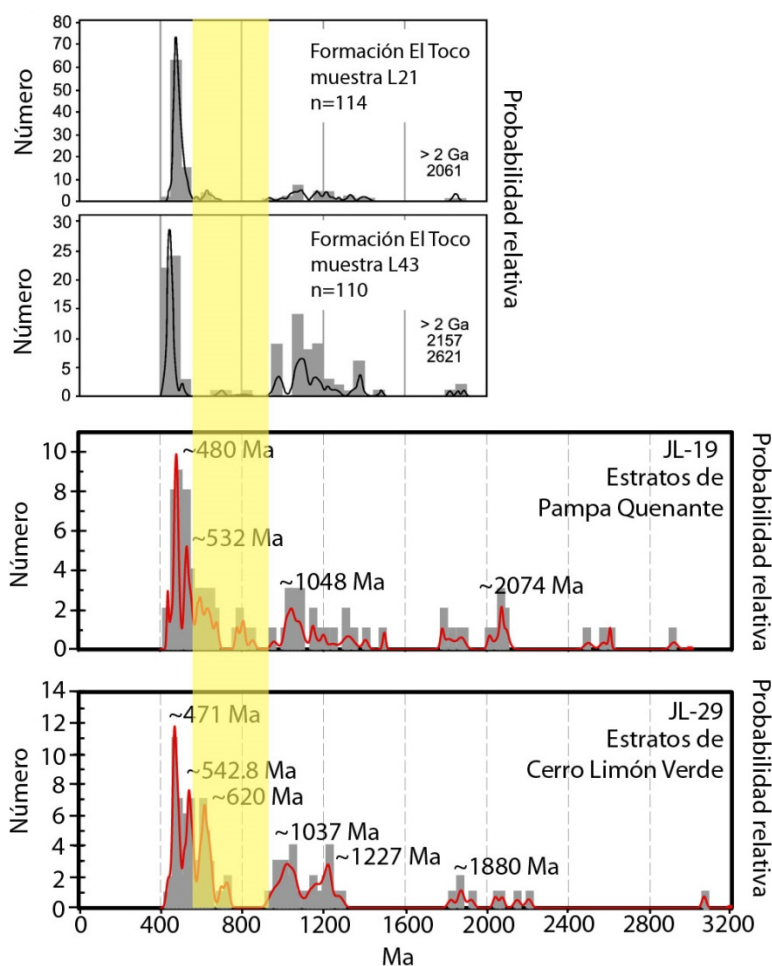


Figura 4.7: Distribución de edades para los circones detríticos de los depósitos plataformales de las formaciones El Toco (Bahlburg *et al.*, 2009), Estratos de Cerro Limón Verde y de Pampa Quenante (este trabajo). Con la franja amarilla se destacan las edades de circones presentes en las unidades de la Sierra Limón Verde, pero ausentes en la Formación El Toco, de edad grenvilliana.

por cuarzoarenitas, mientras que los Estratos de Cerro Limón Verde corresponderían a la parte media a superior de la secuencia de la Formación Zorritas, que presenta participación de aportes volcánicos.

El estudio de las poblaciones de circones detríticos de Estratos de Cerro Limón Verde (muestra JL-29), y de Estratos de Pampa Quenante (JL-19, Figuras 4.6 y 4.7) permite analizar la fuente de los aportes detríticos. Ambas muestras presentan poblaciones de circones similares que se pueden asociar a los eventos orogénicos del margen occidental de Gondwana (Campos Neto, 2000; Tassinari *et al.*, 2000; Ramos, 2000). En ambas más del 20% de los circones corresponde al Famatiniano temprano (420-520 Ma), cerca del 20% son de edad Grenvilliana (0.9-1.2 Ga) y alrededor del 30% de edad Brasiliana/Pampeana tardía (520-650 Ma) (Figura 4.6). El resto de los circones se distribuye en porcentajes poco significativos con edades afines a las de los eventos Brasiliano temprano, Neoproterozoico temprano, Rondonia-San Ignacio y Ventuari-Tapajós. Estos datos indican que los circones detríticos derivan, probablemente, de una fuente ligada a la erosión de los complejos volcánicos e intrusivos del Ordovícico expuestos tanto en el Cordón de Lila (e.g. Coira *et al.*, 1982; Niemeyer, 1989; Mpodozis *et al.*, 1993) como en la Puna Argentina en la zona comprendida entre los salares de Arizaro y Antofalla (Faja Eruptiva de la Puna Occidental (e.g. Coira *et al.*, 1999). Los circones más antiguos, con edades “pampeanas” son de común ocurrencia en la Cordillera Oriental argentina (Aceñolaza y Aceñolaza, 2007; Escayola *et al.*, 2011; Adams *et al.*, 2011), mientras que los circones de edad grenvilliana habrían sido derivados desde el Orógeno Sunsás, ubicado al suroeste del Cratón Amazónico (Figura 4.1).

Los antecedentes mencionados confirman que la principal fuente de aportes detríticos se ubicaba al este de la Sierra Limón Verde incluyendo una parte importante de componentes provenientes, probablemente, de la erosión del Arco, elemento topográfico positivo resultante de la Orogénesis Oclóyica que, según Bahlburg *et al.* (1987, 1988b) fue la principal fuente de aporte sedimentario para los depósitos devónico-carboníferos plataformales expuestos en la Sierra de Almeida y Cordón de Lila.

Las poblaciones de circones detríticos de las dos unidades de la Sierra Limón Verde difieren de las de la Formación El Toco (depósitos turbidíticos a aproximadamente la misma latitud; Figuras 4.6 y 4.7), ya que la Formación El Toco, según los datos obtenidos por Bahlburg

et al. (2009), prácticamente no presenta circones de edad pampeana e incluye una menor cantidad de circones de >2.0 Ga que los Estratos de Cerro Limón Verde y Pampa Quenante. Estas diferencias en la edad de las poblaciones de circones detríticos de los circones pueden ser explicadas por las distintas direcciones de aporte documentadas para las secuencias sedimentarias devónico-carboníferas, que indican una proveniencia oriental para las unidades plataformales orientales, y desde el norte para los depósitos turbidíticos de la Cordillera de la Costa (Bahlburg y Hervé, 1997; Figura 4.5). Sin embargo hay que indicar que según Niemeyer *et al.* (1997b) la Formación Sierra El Tigre, expuesta en la Cordillera de la Costa, al este de Antofagasta, presentaría diferencias de facies, petrografía y estilo de deformación tan marcadas con las formaciones Zorritas y Lila que indicaría que éstas no se habrían acumulado en la misma cuenca sugiriendo, incluso, que podrían representar a dos “terrenos” tectonoestratigráficos diferentes.

Los antecedentes anteriores son consistentes con la hipótesis de que tanto los Estratos de Pampa Quenante como los Estratos de Cerro Limón Verde tendrían una edad devónico-carbonífera inferior. Éstos ocupan, junto a otras unidades atribuidas al Devónico – Carbonífero en la Cordillera de Domeyko (Formación Argomedo, Estratos de Cerro del Medio) una posición geográfica intermedia entre las secuencias sedimentarias de plataforma marina somera, acumuladas sobre un basamento ordovícico (Cerros de Lila, Sierra de Almeida) y las series turbidíticas de la Cordillera de la Costa. Sus componentes detríticos, de proveniencia oriental, derivarían de la erosión del “Arco Puneño”, relieve positivo resultante, según varios autores de la colisión entre el bloque de Arequipa-Antofalla y el borde occidental de Gondwana, durante la Orogénesis Oclóyica (*e.g.* Bahlburg *et al.*, 1987).

La ausencia de material fosilífero no permite asegurar, sin embargo, la edad devónico-carbonífera para las unidades meta-sedimentarias de la Sierra Limón Verde y por lo tanto de la deformación que las afecta, lo que también es el caso de la Formación Argomedo que aflora en la Cordillera de Domeyko, al sur de la Escondida. En esta secuencia sedimentaria clástica, formada por meta-areniscas y pizarras, cuyas relaciones estratigráficas son similares a las que presentan los Estratos de Pampa Quenante y de Cerro Limón Verde, se han descrito trazas fósiles (*Cruziana furcifera*). Según Breitreuz (1985, 1986b) estas formas, a pesar de que no poseen valor cronoestratigráfico específico, son “características del Ordovícico inferior de los Andes Centrales”. Esta sugerencia no fue, sin embargo, la de Marinovic *et al.* (1995, Hoja Aguas

Blancas), quienes atribuyen, en cambio, una probable edad devónica para la Formación Argomedo.

Si bien a la fecha no se cuenta con estudios geocronológicos de sus poblaciones de circones detríticos, otras unidades con edad ordovícica de los Andes Centrales presentan poblaciones de circones detríticos en cierto modo comparables con aquellas de las secuencias de Limón Verde. Éste es el caso de la Formación Ollantaytambo (Crook, 1974; Carlotto *et al.*, 1996), expuesta en la Cordillera Oriental del sur de Perú, portadora de graptolites del Ordovícico inferior a medio (Fricker, 1960; Egeler y De Booy, 1961; Marocco, 1978) y, constituida por lutitas y areniscas maduras ricas en cuarzo, con intercalaciones de tobas de lapilli; cuyas poblaciones de circones detríticos son similares a las de las rocas clásticas de la Sierra Limón Verde e indican una edad máxima de depositación de *ca.* 459 Ma (Bahlburg *et al.*, 2011). Estos antecedentes indican que la edad devónico-carbonífera que se atribuimos a las secuencias clásticas de la Sierra Limón Verde es un tema que no está totalmente cerrado.

4.3 Significado del Magmatismo del Paleozoico superior

Los complejos intrusivos y las rocas volcánicas (Formación Agua Dulce) del Paleozoico superior que forman la mayor parte de los afloramientos de la Sierra Limón Verde y forman parte del gran cinturón magmático del Paleozoico superior al Mesozoico inferior que se extiende en los Andes Centrales desde Perú hasta la Provincia de La Pampa, Argentina, a través de la Cordillera de Domeyko, la Cordillera Frontal de San Juan – Mendoza y el Bloque San Rafael, al sur de Mendoza (Kay *et al.*, 1989; Llambías y Sato, 1990, 1995; Mpodozis *et al.*, 1993; Gregori *et al.*, 2003; Chew *et al.*, 2007b; Kleiman y Japas, 2009; Miskovic y Schaltegger, 2009; ; Rocha – Campos *et al.*, 2011; Gregori y Benedini, 2013). Estas rocas han sido consideradas por diversos autores como el resultado de subducción y/o extensión y fusión cortical a lo largo del margen de Gondwana, a partir del Carbonífero, durante las últimas etapas del amalgamamiento de Gondwana y las etapas iniciales del desmembramiento de Pangea (*e.g.* Davidson *et al.*, 1985; Breikreuz *et al.*, 1989; Brown, 1990; Mpodozis y Kay, 1992; Breikreuz y Zeil, 1994; Bahlburg y Hervé, 1997; Lucassen *et al.*, 1999b; Tomlinson y Blanco, 2007; Chew *et al.*, 2007b; Hervé *et al.*, 2013b).

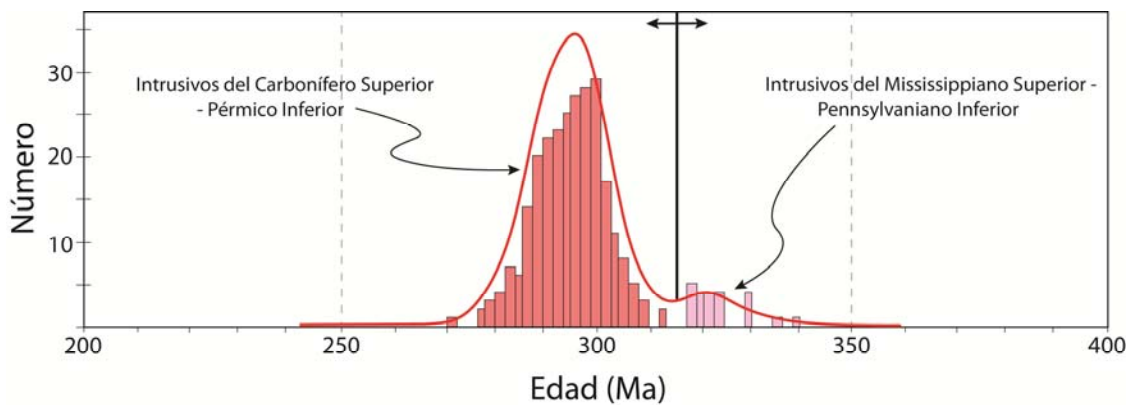


Figura 4.8: Diagrama de densidad de probabilidad de la acumulación de edades U-Pb de circones del Complejo Intrusivo Limón Verde, obtenidas en este trabajo.

Trabajos efectuados tanto en Perú (*e.g.* Miskovic *et al.*, 2009) como en la Cordillera de Domeyko, en el norte de Chile (*e.g.* Cornejo *et al.*, 2006), han demostrado que el magmatismo del Paleozoico superior – Mesozoico temprano ocurrió en varias fases entre los 325 y 200 Ma. A este respecto, en fecha reciente Hervé *et al.* (2013b) al analizar, en base a edades U-Pb (SHRIMP) la edad de los complejos de rocas intrusivas del Paleozoico superior – Mesozoico inferior expuestos en la Cordillera Frontal entre los 26° y 31°S señalan que éstos serían el resultado de cuatro eventos magmáticos discretos ocurridos en el Carbonífero Inferior (330 – 326 Ma), Carbonífero superior – Pérmico inferior (301 – 284 Ma), Pérmico tardío – Triásico medio (264 – 242 Ma) y Triásico tardío (225 – 215 Ma). Estos pulsos también han sido detectados en Perú, donde las dataciones U-Pb (LA-ICP-MS) efectuadas por Miskovic *et al.* (2009) también indican la existencia de cuatro pulsos: Mississippiano (350 – 325 Ma), Carbonífero superior – Pérmico inferior (315 - 285 Ma), Pérmico inferior – Triásico medio (284 – 223 Ma) y Triásico superior – Jurásico inferior (216 – 190 Ma). Las dataciones efectuadas en la Sierra Limón Verde indican que en ella estarían representados los dos eventos magmáticos más antiguos reportados más al sur por Hervé *et al.* (2013b; ver Figura 4.8):

Carbonífero Inferior (ca. 325 – 322 Ma)

Este grupo incluye a los afloramientos de pequeño volumen de pórfidos riolíticos con fenocristales de feldespato potásico y ojos de cuarzo, y sienogranitos de biotita de grano medio

que afloran en los dominios A y E de la Sierra Limón Verde (Figura 3.25) y cuyas edades U-Pb (LA-ICP-MS) corresponden a *ca.* 322 – *ca.* 325 Ma.

Límite Carbonífero - Pérmico (*ca.* 300 – 287 Ma)

Constituyen el grupo de rocas volcánicas e intrusivas de mayor volumen, afloran en los cinco dominios de la Sierra Limón Verde e incluyen **dioritas cuarcíferas** a **monzodioritas** de hornblenda y biotita, **tonalitas** de hornblenda y biotita (*ca.* 288 Ma), **granodioritas** de biotita y hornblenda (*ca.* 290 a 287 Ma), **monzogranitos** de biotita y anfíbola (*ca.* 300 a 292 Ma), **pórfidos riolíticos** a riodacíticos con ojos de cuarzo y **complejos bimodales** constituidos por sienogranitos de biotita de grano grueso y dioritas de anfíbola y biotita (*ca.* 298 a 297 Ma). Estas rocas son en parte coetáneas con la **Formación Agua Dulce**, que está constituida por tobas, brechas piroclásticas, pórfidos riolíticos, andesíticos y andesítico-basálticos, para los cuales se obtuvieron edades U-Pb (LA-ICP-MS) de entre *ca.* 299 y 301 Ma.

Baeza y Venegas (1984) propusieron que los granitoides del Paleozoico superior de la Sierra Limón Verde se habrían emplazado según la secuencia temporal dioritas → granodioritas (en parte tonalitas) → granitos, pero las relaciones de contacto y dataciones U-Pb realizadas en este trabajo permiten indicar que el emplazamiento de estas rocas comienza con granitos, luego principalmente complejos bimodales (en conjunto con volcanismo bimodal) y termina con granodioritas y tonalitas (Figura 4.9).

Inmediatamente al sur de la Sierra Limón Verde estudios efectuados por Mpodozis *et al.* (1983), Marinovic y García (1999), Basso y Mpodozis (2012) y Mpodozis *et al.* (en prep.) han permitido documentar la ocurrencia de extensos afloramientos de intrusivos y rocas volcánicas del Carbonífero superior – Pérmico inferior (*ca.* 300 – 285 Ma), incluyendo dataciones U-Pb en la Sierra Agua Dulce que indicaron valores de *ca.* 294 Ma (Mpodozis *et al.*, en prep.), y en Pampa Elvira de *ca.* 296 y *ca.* 288 Ma (Basso y Mpodozis, 2012). En esa zona se registra además la ocurrencia de los pulsos de actividad magmática más jóvenes. Extensas coladas de lavas andesíticas y basálticas con intercalaciones sedimentarias que afloran en las cercanías del Cerro Quimal (Estratos del Bordo) indicaron edades U-Pb de *ca.* 241 y *ca.* 239 Ma (Basso y Mpodozis, 2012) mientras que, inmediatamente al sur de la Sierra Limón Verde se encuentran numerosos

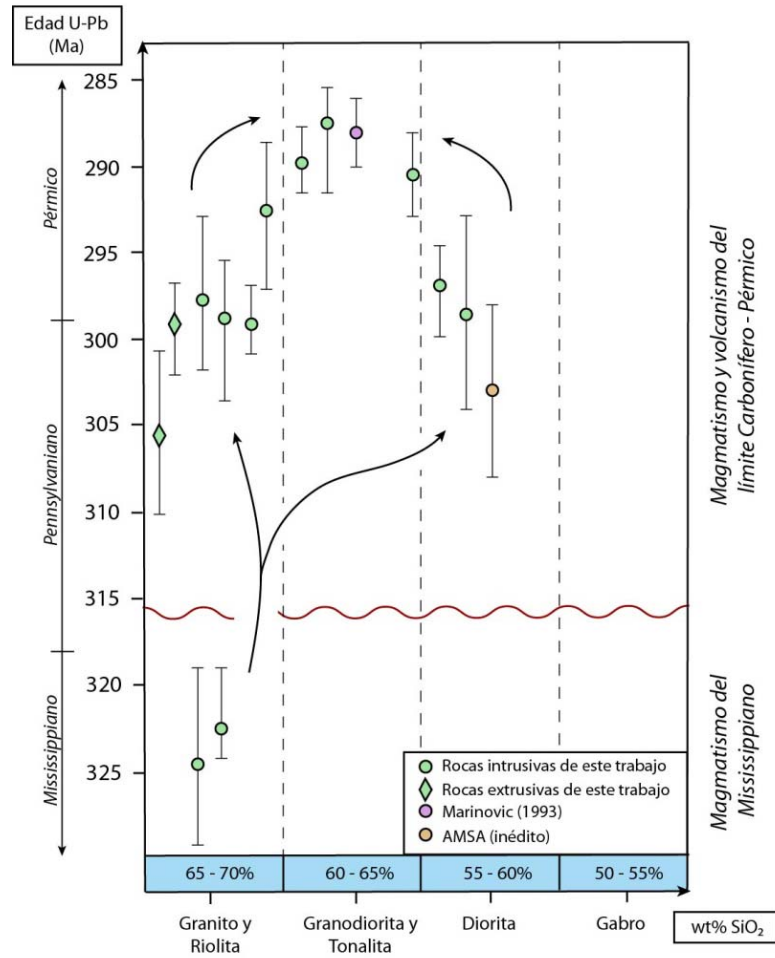


Figura 4.9: Diagrama esquemático de las edades U-Pb (*TuffZirc Age* en el caso de este trabajo) para los Intrusivos del *Carbonífero Superior – Pérmico Inferior* de la Sierra Limón Verde, en función de su litología.

afloramientos de rocas volcánicas (lavas andesíticas y tobas riolíticas) asociadas a intrusivos subvolcánicos de la misma composición y en los cuales se han obtenido numerosas edades U-Pb comprendidas entre los *ca.* 210 y *ca.* 200 Ma (Estratos de Las Lomas; Mpodozis *et al.*, 1992; Marinovic y García, 1999; Basso y Mpodozis, 2012).

Estos antecedentes indican que en la Cordillera de Domeyko de la Región de Antofagasta están representados los mismos pulsos detectados por Hervé *et al.* (2013b) para la Cordillera Frontal del Norte Chico y por Miskovic *et al.* (2009) para la Cordillera Occidental de Perú. Sin embargo el significado tectónico y el ambiente tectónico predominante durante el Paleozoico es

aún poco conocido debido a la falta de estudios geoquímicos en detalle. Trabajos de Rogers y Hawkesworth (1989), Mpodozis y Ramos (1989), Tomlinson y Blanco (2007) y Sellés *et al.* (2009) consideran que el magmatismo del Paleozoico superior está relacionado a subducción, mientras que Lucassen *et al.* (1999b) indican un sistema de rumbo con transpresión y transtensión, que da lugar a la intrusión de granitoides durante el Paleozoico superior.

En Perú, el inicio del magmatismo durante el Carbonífero Inferior fue registrado por Mégard *et al.* (1971) y Dalmayrac *et al.* (1980). Los dos pulsos magmáticos iniciales (Carbonífero Inferior y Carbonífero – Pérmico) presentan signatura calcoalcalina (Chew *et al.*, 2007b; Miskovic *et al.*, 2009), característica de magmas de un arco continental. Estos autores atribuyen el *gap* magmático del Carbonífero superior al aumento de la razón de convergencia que habría producido una disminución del ángulo de subducción. El *gap* magmático del Pérmico “medio” (entre los eventos b y c) ha sido reconocido tanto en la Región de Antofagasta como en la Cordillera Frontal y ha sido atribuido, por varios autores, a la llamada Fase Tectónica San Rafael (Mpodozis y Kay, 1990, 1992; Tomlinson y Blanco, 2007; Kleiman y Japas, 2009; Hervé *et al.*, 2013b). Aunque Tomlinson y Blanco (2007) atribuyen este *gap* magmático, en la región de Antofagasta, a una disminución del ángulo de subducción durante el Pérmico “medio”. Según Mpodozis y Kay (1990, 1992) marcaría el cese de la subducción y una transición desde magmas con características geoquímicas de arco hacia intrusivos con afinidades ‘anorogénicas’ ligadas a extensión y fusión cortical, los cuales también han sido documentados para el sur de Perú (Miskovic *et al.*, 2009). Este cambio se debería, según Mpodozis y Kay (1992) a fenómenos de colisión de un terreno exótico (Terreno ‘X’) que habría bloqueado la zona de subducción y producido un evento de deformación compresiva a gran escala, que en la zona de Limón Verde coincide con el cese de la actividad magmática y con el metamorfismo de alta presión que ocurrió en el Complejo Metamórfico de Limón Verde a los *ca.* 270 Ma (Soto, 2013).

La carencia de datos geoquímicos precisos para cada uno de los eventos magmáticos no permite validar completamente estas hipótesis para la Sierra Limón Verde, aunque la petrografía de los Estratos del Bordo, donde el volcanismo ocurrió conjuntamente con el desarrollo de cuencas lacustres (*e.g.* Basso y Mpodozis, 2012), en un ambiente probablemente extensional y la naturaleza bimodal del volcanismo Triásico superior – Jurásico inferior de los Estratos de Las Lomas es consistente con la hipótesis de que, tal como ha sido sugerido para la Cordillera Frontal

(*e.g.* Ramos y Kay, 1991; Zerfass *et al.*, 2004; Spaletti *et al.*, 2008) o el sur de Perú (*e.g.* Sempere *et al.*, 2002), condiciones extensionales y la ausencia de subducción habría prevalecido hasta el Jurásico inferior cuando se habría reanudado la subducción a lo largo del margen andino en el Norte de Chile (*e.g.* Mpodozis y Ramos, 2008).

4.4 Consideraciones tectónicas regionales

Las unidades expuestas en la Sierra Limón Verde incluyen un importante registro de algunos de los eventos geológicos ocurridos en el norte de Chile desde el Proterozoico.

La historia geológica pre-mesozoica de la Sierra Limón Verde se encuentra resumida en el cuadro cronoestratigráfico de la Figura 4.10.

Las Diamictitas de Limón Verde de probable origen glacial y edad neoproterozoica corresponderían a algunas de las rocas más antiguas preservadas en el norte de Chile. La naturaleza del basamento sobre la cual éstas se acumularon es desconocida. Aunque varios autores han considerado que las rocas metamórficas de Sierra Limón Verde formarían parte del “Terreno de Arequipa Antofalla” (*e.g.* Loewy *et al.*, 2004; Chew *et al.*, 2007; Ramos, 1988, 2008) no existen evidencias en esta zona de la ocurrencia de rocas metamórficas paleoproterozoicas bajo las diamictitas como es en el caso de Arequipa (*e.g.* Cobbing *et al.*, 1977; Dalmayrac *et al.*, 1977; Shackleton *et al.*, 1979; Wasteneys *et al.*, 1995). La deformación y metamorfismo de estas rocas pudo haber ocurrido durante una o más de las fases tectónicas mayores ocurridas en el basamento de los Andes Centrales, bien documentadas en el noroeste argentino tales como la **Orogenia Pampeana** (Cámbrico temprano a medio; Aceñolaza y Toselli, 1981), reconocida en rocas de Quebrada Choja (Loewy *et al.*, 2004), y Salar de Hombre Muerto, en Argentina (*e.g.* Becchio *et al.*, 1999), la **Fase Oclóyica** del Ordovícico superior (Ramos, 1986), que en el norte de Chile afecta al Complejo Ígneo y Sedimentario de Lila (*e.g.* Bahlburg *et al.*, 1987) y/o durante el **Evento El Toco** del Carbonífero Tardío (Bahlburg y Breitkreuz, 1991) aunque, según Bahlburg y Hervé (1997) afecta sólo a unidades de la Cordillera de la Costa del norte de Chile.

En la Sierra Limón Verde no existe un registro preservado para el Paleozoico inferior. Si

es válida la correlación efectuada con la Formación Zorritas, los Estratos de Cerro Limón Verde y de Pampa Quenante se habrían depositado probablemente en un ambiente de plataforma marina durante el Devónico medio - Carbonífero Inferior, y su aporte detrítico provendría principalmente de la erosión del “Arco Puneño”, elevado a consecuencia de la “colisión” Oclóyica (*e.g.* Bahlburg y Hervé, 1997) entre el arco magmático edificado sobre corteza continental adelgazada, actualmente expuesto en el Cordón de Lila (Zimmerman *et al.*, 2009) con el continente sudamericano. Los Estratos de Pampa Quenante se correlacionan con la base de la Formación Zorritas debido a que en ambas es de común ocurrencia un volumen importante de areniscas cuarcíferas. Tal como las Diamictitas de Limón Verde éstas fueron deformadas con anterioridad a la intrusión de los plutones del Carbonífero Inferior (*ca.* 322 Ma), y al depósito de la Formación Agua Dulce (*ca.* 301 Ma), quizás durante el Evento El Toco, documentado en la Cordillera de la Costa y que, según Bahlburg y Hervé (1997) no afecta a la Formación Zorritas, ubicada al este.

El magmatismo paleozoico de la Sierra Limón Verde incluye dos pulsos: en el Carbonífero Inferior (*ca.* 325 - 322 Ma) y Carbonífero - Pérmico (*ca.* 300 - 287 Ma). Éstos son similares a los que se reconocen en otras regiones de los Andes Centrales, tanto en la Cordillera Occidental de Perú como en la Cordillera Frontal del Norte Chico de Chile (Miskovic *et al.*, 2009; Hervé *et al.*, 2013b). Rogers y Hawkesworth (1989), Mpodozis y Ramos (1989). Aunque Tomlinson y Blanco (2007) y Sellés *et al.* (2009) han indicado que este magmatismo sería consecuencia de fenómenos de subducción (magmatismo de arco) a lo largo del margen occidental de Gondwana durante el Paleozoico superior, en el caso específico de la Sierra de Limón Verde, faltan estudios geoquímicos en detalle que permitan afirmarlo.

El Complejo Metamórfico Limón Verde ha sido un enigma dentro de la Cordillera de Domeyko, pero los últimos estudios geocronológicos realizados por Soto (2013) indican que su protolito incluiría rocas sedimentarias (grauvacas) con una edad máxima de depósito de *ca.* 300 Ma (U-Pb SHRIMP). Su metamorfismo habría ocurrido entre los *ca.* 260 y 280 Ma (Lucassen *et al.*, 1999a; Soto, 2013), edad que es más joven que el último evento magmático documentado para el basamento de la Sierra Limón Verde. Tomlinson y Blanco (2007) asociaron este metamorfismo a la Fase San Rafael; documentada en la Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael al sur de Mendoza (Rocha-Campos *et al.*, 2011; Kleiman y Japas, 2009) y sugieren que en la zona de Limón Verde ésta se debería a un episodio de subducción de bajo ángulo que habría

provocado además el gap magmático, observado en esta zona y otras regiones del norte de Chile, durante el Pérmico medio. Mpodozis y Kay (1992), por otro lado, consideran que más al sur, en la Cordillera Frontal chilena entre los 28° y 31°S, esta fase de deformación sería consecuencia de la colisión de un terreno alóctono (“Terreno X”). A este respecto Soto (2013) indica que la naturaleza del metamorfismo (alta presión y baja temperatura) es compatible con un modelo colisional en el sentido de Ernst, 2005; Santosh *et al.*, 2010. Sin embargo, uno de los problemas que este modelo presenta, tal como lo indica Soto (2013), deriva que hasta la fecha no existen evidencias de rocas con afinidades de corteza continental “cristalina” a lo menos pre-pérmica al oeste de Limón Verde, en la Región de Antofagasta.

Finalmente, hay que mencionar que los cinco Dominios estructurales observados en la Sierra Limón Verde se encuentran limitados por fallas de rumbo norte – sur a noreste que ponen en contacto rocas de distintos orígenes, niveles corticales y facies metamórficas. La geometría de éstas es compatible con movimientos de rumbo entre los distintos bloques originando una geometría estructural similar a la que se asocia a estructuras “en flor” positivas, tal como lo proponen Mpodozis *et al.* (1993), o negativas. Debido a la ausencia de cobertura mesozoica/terciaria, la edad de estos movimientos de rumbo es difícil de establecer, aunque Lucassen *et al.* (1999b) propusieron que un sistema de fallas de rumbo estaría asociado al emplazamiento de intrusivos en Limón Verde durante el Paleozoico superior.

5. CONCLUSIÓN

La Sierra Limón Verde es un elemento morfotectónico muy destacado dentro de la Cordillera de Domeyko en la región de Antofagasta, está constituida principalmente por rocas de basamento pre-Mezozoico del norte de Chile y, guarda un registro muy importante para la evolución tectónica del Norte de Chile durante el Proterozoico y Paleozoico.

Los resultados de este trabajo indican que las rocas anteriormente incluidas dentro del Complejo Metamórfico Limón Verde comprenden, en realidad, cuatro unidades de diverso origen, diferente edad y variable grado de metamorfismo. Las **Diamictitas de Limón Verde** que representan una de las unidades más antiguas que hasta ahora se han documentado en el Norte de Chile, y probablemente son depósitos sedimentarios acumulados durante las glaciaciones globales del evento “Bola de Nieve”, durante el Neoproterozoico. Los **Estratos de Cerro Limón Verde** y **Pampa Quenante** que corresponderían a depósitos plataformales acumulados en la parte oriental de una cuenca desarrollada durante el Devónico - Carbonífero inferior en el margen occidental de Gondwana. La deformación que las afecta pudo haber ocurrido de forma contemporánea al Evento El Toco, documentado en depósitos turbidíticos del Devónico - Carbonífero expuestos en la Cordillera de la Costa. Los trabajos efectuados en el transcurso de esta tesis indican que el nombre de “Complejo Metamórfico Limón Verde” debe ser reservado sólo para las rocas de alto grado metamórfico (HP/LT) caracterizadas por autores como Lucassen (1999b) y Soto (2013) y expuestas, exclusivamente, al oeste de la Falla Limón Verde.

Los nuevos datos geocronológicos obtenidos durante el desarrollo de la tesis permitieron, finalmente, identificar para la zona de Sierra Limón Verde, la ocurrencia de dos pulsos magmáticos durante el Paleozoico superior: el primero durante el Carbonífero Inferior, que se manifiesta en forma de pequeños stocks, y el segundo del límite Carbonífero – Pérmico, en forma de volcanismo y grandes plutones que conforman la mayor parte del volumen de esta Sierra. Ambos pulsos magmáticos han sido también identificados en otras regiones de los Andes Centrales, como en la Cordillera Frontal del Norte Chico de Chile, y en la Cordillera Occidental de Perú, aunque en el caso de Limón Verde se requieren estudios geoquímicos que permitan establecer el ambiente tectónico en que éstos se emplazaron.

6. BIBLIOGRAFÍA

ACEÑOLAZA, F. G. y TOSELLI, A. J. 1981. Geología del Noroeste Argentino. Publicación 1287, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán.

ACEÑOLAZA, G. y ACEÑOLAZA, F. 2007. Insights in the Neoproterozoic-Early Cambrian transition of NW Argentina: facies, environments and fossils in the proto-margin of western Gondwana. From: Vickers-Rich, P. y Komarower, P. (eds) *The Rise and Fall of the Ediacaran Biota*. Geological Society, London, Special Publications, v. 286, p. 1-13.

ADAMS, C. J., MILLER, H., ACEÑOLAZA, F. G., TOSELLI, A. J. y GRIFFIN, W. L. 2011. The Pacific Gondwana margin in the late Neoproterozoic - early Paleozoic: Detrital zircon U-Pb ages from metasediments in northwest Argentina reveal their maximum age, provenance and tectonic setting. *Gondwana Research*, v.19, p. 71-83.

ALVARENGA, C. J. S. y TROMPETTE, R. 1992. Glacially influenced sedimentation in the Later Proterozoic of Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 92, p. 85-105.

ALVARENGA, C. J. S. DE, FIGUEREIDO, M. F. BABINSKI, M y PINHO, F. E. C. 2007. Glacial diamictites of Serra Azul Formation (Ediacarian, Paraguay Belt): evidence of the Gaskiers glacial event in Brazil. *Journal of South American Earth Science*, v. 23, p. 236-241.

ALVARENGA, C. J. S., BOGGIANI, P. C., BABINSKI, M., DARDENNE, M. A., FIGUEREIDO, M. F., DANTAS, E. L., UHLEIN, A., SANTOS, R. V., SIAL A. N. y TROMPETTE, R. 2011. Glacially influenced sedimentation of the Puga Formation, Cuiabá Group and Jacadigo Group, and associated carbonates of the Araras and Corumbá groups, Paraguay Belt, Brazil. From: Arnaud, E., Halverson, G. P. y Shields-Zhou, G. (eds) *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. Geological Society, London, Memoirs, v. 36, p. 487-497.

BABINSKI, M., PEDROSA-SOARES, A. C., TRINIDADE, R. I. F., MARTINS, M., NOCE, C. M. y LIU, D. 2011. Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: Age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt. *Gondwana Research*, doi: 10.1016/j.gr.2011.04.008

BABINSKI, M., BOGGIANI, P. C., TRINIDADE, R. I. F. y FANNING, C. M. 2012. Detrital zircon ages and geochronological constraints on the Neoproterozoic Puga diamictites and associated BIFs in the southern Paraguay Belt, Brazil, *Gondwana Research*, doi: 10.1016/j.gr.2012.06.011

BAEZA, L., 1976. Geología de Cerritos Bayos y áreas adyacentes entre los 22°30' y 22°45' Lat Sur y los 68°55'-69°25' Long W, II Región, Antofagasta, Chile. Memoria de Título, Dept. de Geociencias, Universidad Católica del Norte, 155 p., Antofagasta.

- BAEZA, L. 1979. Distribución de facies sedimentarias marinas en el Jurásico de Cerritos Bayos y zonas adyacentes, norte de Chile. *Actas 3er Congreso Geológico Chileno, Arica*, v. 2, p. H45-H61.
- BAEZA, L., 1984. Petrography and Tectonics of the Plutonic and Metamorphic Complexes of Limón Verde and Mejillones Península, northern Chile: Ph.D. Thesis (Unpublished), Universidad de Tübingen, Alemania, 205 p.
- BAEZA, L. y VENEGAS, R., 1984. El basamento cristalino de la Sierra Limón Verde, IIª región de Antofagasta: Consideraciones genéticas. *Revista Geológica de Chile*, v. 11, p. 25-34.
- BAHLBURG, H.; BREITKREUZ, C. y ZEIL, W. 1988a. The middle to late Paleozoic evolution of Northern Chile (21-27°S): geotectonic implications for the East Pacific margin of Gondwana. In: *Resúmenes del Congreso Geológico Chileno*, no. 5, *Actas*, v. 5, p. A1-A17. Santiago.
- BAHLBURG, H., BREITKREUZ, C. y ZEIL, W. 1988b. The Paleozoic Evolution of Northern Chile: Geotectonic implications. In: Bahlburg, Breitkreuz y Giese (eds.): *The Southern Central Andes, Lecture Notes in Earth Sciences* v. 17, p. 87-102, Springer Verlag.
- BAHLBURG, H., VERVOORT, J. D., DUFRANE, S. A., BOCK, B. y AUGUSTSSON, C. 2009. Timing of accretion and crustal recycling at accretionary orogens: insights learned from the western margin of South America. *Earth-Science Reviews* v. 97, p. 227-253.
- BAHLBURG, H., BREITKREUZ, C. y ZEIL, W. 1987. Paleozoic basin development in Northern Chile (21°-27°). *Geologische Rundschau*, no. 76, v. 2, p. 633-646, Stuttgart.
- BAHLBURG, H. y BREITKREUZ, C. 1991. Paleozoic evolution of active margin basins in the southern Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 4, p. 171-188.
- BAHLBURG, H. y BREITKREUZ, C. 1993. Differential response of a Devonian-Carboniferous Platform-deeper basin system to sea-level change and tectonics, N. Chilean Andes. *Basin Research*, v. 5, p. 21-40.
- BAHLBURG, H. y HERVÉ, F. 1997. Geodynamic evolution and Tectonostratigraphic terranes of Northwestern Argentina and northern Chile. *Geological Society of America Bulletin* v. 109 (7), p. 869 – 884.
- BAHLBURG, H., VERVOORT, J. D., DUFRANE, S. A., CARLOTTO, V., REIMANN, C. y CÁRDENAS, J. 2011. The U-Pb and Hf isotope evidence of detrital zircons of the Ordovician Ollantaytambo Formation, southern Peru, and the Ordovician provenance and paleogeography of southern Peru and northern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences* v. 32(3), p. 196-209.
- BASEI, M. A. S., CHARRIER, R. y HERVÉ, F. 1996. New ages (U-Pb, Rb-Sr, K-Ar) from supposed pre-cambrian units in northern Chile: some geotectonic implications. *Third International Symposium on Andean Geodynamics, Saint Malo, France, Extended Abstracts*, p. 763-766.

- BASSO, M. 2004. Carta Baquedano, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Serie Geología Básica, 1:100.000, no. 82.
- BASSO, M. y MPODOZIS, C., 2012. Carta Cerro Químal, Región de Antofagasta, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie de Geología Básica, No. Xx, 1 mapa escala 1:100.000, Santiago (en edición).
- BECCHIO, R., LUCASSEN, F., FRANZ, G., VIRAMONTE, J. y WEMMER, K. 1999. El basamento paleozoico inferior del noroeste de Argentina (23° - 27°S) – metamorfismo y geocronología. In Geología del Noroeste Argentino, ed. G González Bonorino, R Omarini, J Viramonte, v. 1, p. 58 – 72, XIV Congreso Geológico Argentino, Salta.
- BORIC, R., DÍAZ, F. y MAKSAEV, V. 1990. Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Boletín no. 40.
- BOUCOT, A. J., BAHLBURG, H., BREITKREUZ, C., ISAACSON, P. E., NIEMEYER, H. y URZÚA, F. 1995. Devonian brachiopods from northern Chile. *Journal of Paleontology*, v. 69 (2), p. 257-263.
- BREITKREUZ, C. 1985. Presentation of a marine volcano-sedimentary sequence of presumably Pre-Devonian age in the Sierra de Argomedo (24°45'S-69°22'W), Northern Chile. *Actas 4º Congreso Geológico de Chile*, Santiago, 1.
- BREITKREUZ, C. 1986a. Plutonism in the Central Andes. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, v. 1 (9-10), p. 1283 – 1293.
- BREITKREUZ, C. 1986b. Das Paläozoikum in den Kordilleren Nordchiles (21°-25°S). *Geotektonische Forschungen*, v. 70, p. 1 - 88.
- BREITKREUZ, C., BAHLBURG, H., DELAKOWITZ y B., PICHOWIAK, S. 1989. Volcanic events in the Paleozoic central Andes. *J S American Earth Sciences* v. 2, p. 171-189.
- BREITKREUZ, C. y ZEIL, W. 1994. The late Carboniferous to Triassic Volcanic Belt in northern Chile. In: Reutter, K – J., Scheuber, E. y Wigger, P. (eds) *Tectonics of the Southern Central Andes*, Springer, Berlin, p. 277 – 292.
- BREITKREUZ, C. y BAHLBURG, H. 1985. Paleozoic flysch series in the Coastal Cordillera of Northern Chile. *Geologische Rundschau* v. 74(3), p. 565-572.
- BREITKREUZ, C. y VAN SCHMUS, R. 1996. U/Pb Geochronology of Late Permian ignimbrites in northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 9, p. 281-294.
- BROWN, M. 1990. Comparative geochemical interpretation of Permian – Triassic plutonic complexes of the Coastal Range and Altiplano (25°30' to 26°30'S), northern Chile. In: Harmon, R. S. y Rapela, C. E. (eds) *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*. Geological Society of America, Special Papers, v. 265, p. 157 – 177.

- CALDAS, J. 1978. Geología de los Cuadrángulos de San Juan, Acarí y Yauca, Hojas: 31-m, 31-n, 32-n. Instituto de Geología y Minería, Lima.
- CALDAS, J. 1979. Evidencias de una glaciación Precambriana en la costa sur del Perú. Segundo Congreso Geológico Chileno., Arica, p. 29-37.
- CAMPOS NETO, M. C. 2000. Orogenic systems from southwest Gondwana. An approach to Brasiliano – Pan African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz, Filho, A. M., Campos, D. A. (Eds.), Tectonic evolution of South America, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 335 – 365.
- CARLOTTO V., GIL, W., CÁRDENAS, J. y CHAVEZ, R. 1996. Geología de los cuadrángulos de Urubamba y Calca, hojas 27-r y 27-s 1:100.000. In: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico Boletín, v. 6, Serie A: Carta Geológica Nacional, 245 p.
- CASQUET, C., FANNING, C. M., GALINDO, C., PANKHURST, R. J., RAPELA, C. W. y TORRES, P. 2010. The Arequipa Massif of Peru: New SHRIMP and isotope constraints on a Paleoproterozoic inlier in the Grenvillian orogen. *Journal of South American Earth Sciences* v. 29, p. 128-142.
- CECIONI, A. 1982. El Devónico Inferior de la Formación Lila, Región de Antofagasta, Chile. *Proceedings 3rd Congreso Geológico Chileno*, v. 3, p. F43-F61.
- CECIONI, G. y FRUTOS, J. 1975. Primera noticia sobre el hallazgo de Paleozoico Inferior marino en la zona de la Sierra de Almeida, Norte de Chile. *Actas 1er. Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, v. 1, p. 191-207.
- CHANG, Z., VERVOORT, J. D., MCCLELLAND, W. C. Y KNAACK, C. 2006. U-Pb dating of zircon by LA-ICP-MS: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 7, p. 1-14.
- CHARRIER, R. 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: Una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago*, v. 26, p. 1 – 47.
- CHARRIER, R., FARÍAS, M. y MAKSAEV, V. 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicancias para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 65(1), p. 05 – 35.
- CHEW, D. M., KIRKLAND, C. L., SCHALTEGGER, U. y GOODHUE, R. 2007a. Neoproterozoic glaciation in the Proto-Andes: tectonic implications and global correlation. *Geology*, v. 35, p. 1095-1099.
- CHEW, D. M., SCHALTEGGER, U., KOŠLER, J., WHITEHOUSE, M. J., GUTJAHR, M., SPIKINGS, R. A. y MIŠKOVIC, A. 2007b. U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, p. 697-711.

- COBBING, E. J., OZARD, J. M. y SNELLING, N. J. 1977. Reconnaissance geochronology of the crystalline basement of the coastal Cordillera of southern Peru. *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 241 – 246.
- COIRA, B., DAVIDSON, C., MPODOZIS, C. y RAMOS, V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile, *Earth-Science Reviews*, Special Issue, v. 18, p. 303-332.
- COIRA, B., PÉREZ, B., FLORES, P., KAY, S. M., WOLL, B. y HANNING, M. 1999. Magmatic sources and tectonic setting of Gondwana margin Ordovician magmas, northern Puna of Argentina and Chile. In: Ramos, V. A. and Keppie, J. D., eds., *Laurentia-Gondwana Connections before Pangea*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 336.
- CORDANI, U., KAWASHITA, K., BAEZA, L., DÍAZ, M. y EVANGELISTA, D., 1988. Geocronología de la Sierra Limón Verde, Antofagasta: Santiago, Congreso Geológico Chileno No. 5, Actas, v. 2, p. E63-E64.
- CORNEJO, P., MATTHEWS, S., MARINOVIC, N., PÉREZ DE ARCE, C., BASSO, M., ALFARO, J. y NAVARRO, M. 2006. Alteración Hidrotermal y mineralización recurrente de Cu y Cu-Mo durante el Pérmico y el Triásico en la Cordillera de Domeyko (Zona de Zaldívar - Salar de Los Morros): antecedentes geocronológicos U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y Re-Os. Congreso Geológico Chileno, N° XI, Actas, v. 2, p. 219 - 222, Antofagasta, Chile.
- CORTÉS, J. 2000. Hoja Palestina, Región de Antofagasta. Mapas Geológicos 1:100.000, SERNAGEOMIN, Santiago, no. 19.
- CROOK, K. A. W. 1974. Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variation in flysch arenites (greywackes). In: Dott, R. H., Shaver, R. H. (Eds.), *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*. Special Publications of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, v. 19, p. 304 - 310.
- DALMAYRAC, B., LANCELOT, J. R. y LEYRELOUP, A. 1977. Two-billion-year granulites in the Late Precambrian Metamorphic basement along the southern Peruvian coast: *Science*, v. 198, p. 49 – 51.
- DALMAYRAC, B., LAUBACHER, G. y MAROCCO, R. 1980. Géologie des Andes péruviennes: caracteres généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes, v. 122. Travaux et Document de l'ORSTROM, Paris, 501 pp.
- DALZIEL, I. W. D. 1994. Precambrian Scotland as a Laurentia-Gondwana link: Origin and significance of cratonic promontories: *Geology*, v. 22, p. 589 – 592.
- DAMM, K.-W., PICHOWIAK, S. y TODT, W., 1986. Geochemie, petrologie und geochronologie der plutonite und des metamorphen grundgebirges in nordchile. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen (A)*, v. 66, p. 73-146.
- DAMM, K.-W., PICHOWIAK, S., HARMON, R. S., TODT, W., KELLEY, S., OMARINI, R. y NIEMEYER, H., 1990. Pre-Mesozoic evolution of the central Andes; The basement revisited, *in: Plutonism from Antarctica to Alaska*, Kay, S. M. y Rapela, C. W., eds, Geological Society of America Special Paper v. 241, p. 101-126, Boulder, Colorado, USA.

- DAVIDSON, J., MPODOZIS, C. y RIVANO, S. 1981. El Paleozoico de Sierra de Almeida, al Oeste de Monturaqui, Alta Cordillera de Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile*, v. 12, p. 3-23.
- DAVIDSON, J., RAMÍREZ, C. F. GARDEWEG, M., HERVE, M., BROOK, M. y PANKHURST, R. 1985. Calderas del Paleozoico Superior –Triásico Superior y mineralización asociada en la Cordillera de Domeyko, Norte de Chile. *Comunicaciones, Universidad de Santiago*, v. 35, p. 53 – 57.
- DRISTAS, J. A. y FRISCALE, M. C. 1984. Estudio del yacimiento de arcillas del Cerro Reconquista, San Manuel, Sierras Septentrionales de Buenos Aires. In: *Proc 9º Congreso Geológico Argentino, Actas, Buenos Aires*, v. 5, p. 507-521.
- DUTRO, J. T. y ISAACSON, P. E. 1990. Lower Carboniferous brachiopods from Sierra de Almeida, Northern Chile. In: Mackinnon, D. I., Lee, D. E. y Campbell, J. D. (eds) *Brachiopods through Time. Proceedings of the International Brachiopod Congress, University of Otago, Dunedin*, v. 2, p. 227-232.
- EGELER, C. y DE BOOY, T. 1961. Preliminary note on the geology of the Cordillera Vilcabamba (SE Peru), with emphasis on the essentially pre-Andean origin of the structure. *Geologie en Mijnbouw* v. 40, p. 319 - 325.
- ERNST, W. G. 2005. Alpine and Pacific Style of Phanerozoic Mountain Building: subduction-zone Petrogenesis of continental crust. *Terra Nova* v. 17, p. 165 – 188.
- ESCAIOLA, M. P., VAN STAAL, C. R. y DAVIS, W. J. 2011. The age and tectonic setting of the Puncoviscana Formation in Northwestern Argentina: An accretionary Complex related to Early Cambrian closure of the Puncoviscana Ocean and accretion of the Arequipa-Antofalla block. *Journal of South American Earth Sciences* v. 32, p. 438 – 459.
- FAIRCHILD I. J., y HAMBREY, M. J. 1984. The Vendian succession of northeastern Spitsbergen: Petrogenesis of a dolomite-tillite association: *Precambrian Research*, v. 26, p. 111-167.
- FIGUEIREDO, M. F., BABINSKI, M., ALVARENGA, C. J. S. y PINHO, F. E. C. 2008. Nova unidade litoestratigráfica registra glaciação ediacariana em Mato Grosso: Formação Serra Azul. *Geologia USP: Série Científica*, v. 8, p. 65-75.
- FIGUEIREDO, F. T., ALMEIDA, R. P., TOHVER, E., BABINSKI, M., LIU, D. y FANNING, C. M. 2009. Neoproterozoic glacial dynamics revealed by provenance of diamictites of the Bebedouro Formation, São Francisco Craton, Central Eastern Brazil. *Terra Nova* v. 21, p. 375-385.
- FORSYTHE, R. D., DAVIDSON, J., MPODOZIS, C. y JESINKEY, C. 1993. Lower Paleozoic relative motion of the Arequipa block and Gondwana: paleomagnetic evidence from Sierra de Almeida of northern Chile: *Tectonics*, v. 12, p. 219-239.

- FRANZESE, J. R. y SPALLETTI, L. A. 2001. Late Triassic – early Jurassic continental extensión in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, p. 257 – 270.
- FRICKER, P. 1960. Zur Geologie der Cordillera Vilcabamba. *Die Alpen* v. 36, p. 58 - 66.
- FUENTEALBA, J. M. 2006. Geología del Complejo plutónico Sierra de Moreno, segunda Región de Antofagasta, Chile. Memoria de título, Depto. De Geología, Univ. de Chile, 77 p.
- GARCÍA, F., 1967. Geología del Norte Grande de Chile. *In* Symposium sobre el Geosinclinal Andino no. 3, Sociedad Geológica de Chile: 138 p. Santiago.
- GODOY, E., 1983. Avances en el conocimiento de las rocas devónicas aflorantes en Chile.- *Rev. Técn. Yacim. Petrolíf. Fiscal. Boliv.*, v. 9, no.1–4, p. 111–114, La Paz.
- GONZÁLEZ, G. y NIEMEYER, H. 2005. Cartas Antofagasta y Punta Tetas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, 1:100.000, Serie Geología Básica, no. 89.
- GRADSTEIN, F. M., OGG, J. G., SCHMITZ, M. D. y OGG, G. 2012. *The Geologic Time Scale 2012*. Boston, USA, Elsevier. doi: 10.1016/B978-0-444-59425-9.00004-4.
- GREGORI, D. A., GRECO, L. E. y LLAMBÍAS, E. 2003. El intrusivo López Lecube: Evidencias de magmatismo alcalino Gondwánico en el sector sudoeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* v. 58, p. 176 – 186.
- GREGORI, D. y BENEDINI, L. 2013. The Cordon del Portillo Permian magmatism, Mendoza, Argentina, plutonic and Volcanic sequences at the western margin of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* v. 42, p. 61 - 73.
- GUIMARÃES, J. T., MISI, A., PEDREIRA, A. J., DOMINGUEZ, J. M. L. 2011. *In* The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations, The Bebedouro Formation, Una Group, Bahia (Brazil) Geological Society, London, *Memoirs*, eds Arnaud. E., Halverson, G. P., Shields-Zhou, G., 36, 99, p. 503-508.
- HALVERSON, G. P., HOFFMAN, P. F. SCHRAG, D. P., MALOOF, A. C. y RICE, A. H. N. 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *Geological Society of America Bulletin*, v. 117, p. 1181-1207.
- HARRINGTON, H. 1961., *Geology of parts of Antofagasta and Atacama provinces of northern Chile*. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 45, p. 169-197.
- HERVÉ, F. 1982., Condiciones de formación de complejos metamórficos chilenos a partir de la química de anfíbolos en metabasitas. *Congreso Geológico Chileno no. 3, Actas*, v. 1, p. D93-D115.

HERVÉ, F., MUNIZAGA, F., MARINOVIC, N., HERVÉ, M., KAWASHITA, K., BROOK, M. y SNELLING, N., 1985. Geocronología Rb-Sr y K-Ar del basamento cristalino de la Sierra Limón Verde, Antofagasta, Chile.: Congreso Geológico Chileno no. 4, Actas, v. 3, p. 4-235-4-253.

HERVÉ, F. 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. *Episodes*, v. 11(3), p. 183-188.

HERVÉ, F., FAÚNDEZ, V., CALDERÓN, M., MASSONNE, H-J. y WILLNER, A., 2007. Metamorphic and plutonic basement complexes. In: Moreno, T. and Gibbons, W. (eds), *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, p. 5-19.

HERVÉ, F., MASSONE, H., CALDERÓN, M., SOTO, F. y FANNING, C. M., 2010. Pre-Mesozoic metamorphism and tectonics in northern Chile: collisional vs subduction zone environments. *Eos, Transactions of the American Geophysical Union* 91(26), Meeting of the Americas Supplement, Abstract V11A - 04.

HERVÉ F., FANNING C. M., CALDERÓN M., NIEMEYER H., GRIEM-KLEE S. y PANKHURST, R. 2013a. Age structure of the Pre-Mesozoic rocks of northern Chile revealed by SHRIMP dating of zircon: a contribution to Pre-Andean tectonic evolution of the Central Andes. *Bolettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 54 (Supplement 2), p. 1 - 19.

HERVÉ F., FANNING, C. M., CALDERÓN, M. y MPODOZIS, C. 2013b. Early Permian to Late Triassic batholiths of the Chilean Frontal Cordillera (28° - 31°S): SHRIMP U-Pb zircon ages and Lu-Hf and O isotope systematics. *Lithos* 184 – 187, p. 436 – 446.

HOFFMAN, P. F. y SCHRAG, D. P. 2002. The snowball Earth Hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, v. 14, p. 129-155.

HUETE, C., MAKSAEV, V., MOSCOSO, R., ULRICKSEN, C. y VERGARA, H. 1977. Antecedentes geocronológicos de rocas intrusivas y volcánicas de la Cordillera de los Andes comprendida entre la Sierra de Moreno y el Rio Loa, y los 21° y 22° de latitud Sur, II Región, Chile. *Revista Geológica de Chile*, v. 4, p. 35-41.

INJOQUE, J. y ROMERO, L. 1986. Estromatolitos (?) en la formación San Juan, San Juan de Marcona. Evidencia de estructuras fósiles precámbricas en el Perú. De re metallic. De la minería y los metales: *Revista del Instituto Geológico Metalúrgico*, v. 11, p. 4-5.

ISAACSON, P., FISCHER, L. y DAVIDSON, J. 1985. Devonian and Carboniferous stratigraphy of Sierra de Almeida, Northern Chile, preliminary results. *Revista Geológica de Chile*, v. 25/26, p. 113-124.

JANSEN, C., HOFFMANN-ROTHER, A., TAUBER, S. y WILKE, H. 2002. Internal structure of the Precordilleran fault system (Chile) – insights from structural and Geophysical observations. *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 123 – 143.

KARFUNKEL, J. y HOPPE, A. 1988. Late Proterozoic glaciation in central Eastern Brazil: synthesis and model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 65, p. 1-21.

- KAUFMAN, A. J., KNOLL, A. H. y NARBONNE, G. M. 1997. Isotopes, ice ages, and terminal Proterozoic Earth history. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA.* v. 94, p. 6600-6605, June 1997. *Geology*.
- KAY, S. M., RAMOS, V. A., MPODOZIS, C. y SRUOGA, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to middle Proterozoic in North America? *Geology* v. 17, p. 324 – 328.
- KENNEDY, M. J., RUNNEGAR, B., PRAVE, A. R., HOFFMAN, K. H. y ARTHUR, M. A. 1998. Two or four Neoproterozoic glaciations? *Geology*, v. 26, p. 1059-1063.
- KLEIMAN, L. E. y JAPAS, M. S. 2009. The Choiyoi Volcanic province at 34-36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): implications for the Late Paleozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics* v. 473, p. 282 – 299.
- LEHMANN, B. 1978. A Precambrian core sample from the Altiplano/Bolivia: *Geologischse Rundschau*, v. 67, p. 270 – 278.
- LIRA, G. 1989. Geología del área pre-Andina de Calama, con énfasis en la estratigrafía y paleogeografía del Mesozoico, 22° a 22°40' latitud Sur, Región de Antofagasta. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- LLAMBÍAS, E. J. y SATO, A. M. 1990. El batolito de Colangüil (29-31°S): estructuras y marco tectónico, Cordillera Frontal de Argentina. *Revista Geológica de Chile* v. 17 (1), p. 89 – 108.
- LLAMBÍAS, E. J. y SATO, A. M. 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* v. 50, p. 111 – 131.
- LOEWY, S. L., CONNELLY, J. N., DALZIEL, I. W. D. y GOWER, C. F. 2003. Eastern Laurentia in Rodinia: constraints from whole-rock Pb and U/Pb geochronology. *Tectonophysics*, v. 375, p. 169-197.
- LOEWY, S. L., CONNELLY, J. N. y DALZIEL, I. W. D., 2004. An orphaned basement block: The Arequipa-Antofalla Basement (AAB) of the central Andean margin of South America, *Geological Society of America Bulletin*, v. 116, no. 1-2, p. 171-187.
- LUCASSEN, F., FRANZ, G. y LABER, A., 1999a. Permian high pressure rocks- the basement of the Sierra de Limón Verde in northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12, p. 183-199.
- LUCASSEN, F., FRANZ, G., THIRLWALL, M. F. y MEZGER, K. 1999b. Crustal Recycling of Metamorphic Basement: Late Palaeozoic Granitoids of Northern Chile (~22°S). Implications for the Composition of the Andean Crust. *Journal of Petrology*, v. 40, no. 10, p. 1527 -1551
- LUCASSEN, F., BECCHIO, R., WILKE, H. G., FRANZ, G., THIRLWALL, M. F., VIRAMONTE, J. y WEMMER, K., 2000. Proterozoic-Paleozoic development of the basement of the Central Andes (18° - 26°S)- a mobile belt of the South American cratón. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 697-715.

- LUDWIG, K. R. 2003. Isoplot 3.0 – A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Special publication No.4, Berkeley Geochronology Center, Berkeley, Calif., 71 p.
- MACIEL, P. 1959. Tilito Cambriano no Estado de Mato Grosso, Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, v. 8, p. 31-39.
- MAKSAEV, V. 1978. Cuadrángulo Chitigua y sector oriental del Cuadrángulo Cerro Palpana, Región de Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Carta Geológica de Chile, 31, escala 1:50.000.
- MARINOVIC, N. 2007. Carta Oficina Domeyko, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile No. 41, mapa escala 1:100.000, 41 p., Santiago.
- MARINOVIC, N., SMOJE, I., MAKSAEV, V., HERVÉ, M. y MPODOZIS, C. 1995. Hoja Aguas Blancas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile, no. 70.
- MARINOVIC, N. y GARCÍA, M. 1999. Hoja Pampa Unión. Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Mapas Geológicos no. 9, 1:100.000.
- MARINOVIC, N. y LAHSEN, A., 1984. Hoja Calama, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile no. 58, mapa escala 1:250.000, 140 p., Santiago.
- MAROCCO, R. 1978. Un segment E-W de la chaîne des Andes peruvienne: la déflexion d'Abancay. Etude géologique de la Cordillère orientale et des hauts plateaux entre Cuzco et San Miguel, sud de Pérou (12°30'S à 14°00'S), Géologie des Andes péruviennes, Travaux et documents de L'O.R.S.T.O.M, v. 94, 195 p.
- MARTIGNOLE, J. y MARTELAT, J. E. 2003. Regional-scale Grenvillian-age UHT metamorphism in the Mollendo-Camana block (basement of the Peruvian Andes). *J. Metamorphic Geol.*, v. 21, p. 99-120.
- MASQUELIN, H. y SÁNCHEZ BETTUCCI, L. 1993. Propuesta de evolución tectono-sedimentaria para la fosa tardi-brasiliana en la región de Piriápolis, Uruguay. *Revista Brasileira de Geociencias* v. 23, p. 313-322.
- MÉGARD, F., DALMAYRAC, B., LAUBACHER, G., MAROCCO, R., MARTÍNEZ, C., PAREDES, J., y TOMASI, P. 1971. La chaîne hercynienne au Pérou et en Bolivie: Premiers résultats: Cahiers de l'ORSTOM, série géologie 3, 5 p.
- MISKOVIC, A., SPIKINGS, R. A., CHEW, D. M., KOSLER, J., ULIANOV, A. y SCHALTEGGER, U. 2009. Tectonomagmatic evolution of Western Amazonia: Gechemical characterization and zircon U-Pb geochronologic constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran granitoids. *Geological Society of America Bulletin*. v. 121 (9/10), p. 1298 – 1324.
- MISKOVIC, A. y SCHALTEGGER, U. 2009. Crustal growth along a non-collisional cratonic margin: a Lu-Hf isotopic survey of the Eastern Cordilleran granitoids of Perú. *Earth and Planetary Science Letters* v. 279, p. 303–315.

- MONTAÑO, J. M. 1976. Estudio geológico de la zona de Caracoles y áreas vecinas, con énfasis en el Sistema Jurásico, provincia de Antofagasta, II Región, Chile. Santiago, Tesis de Doctorado, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 169 pp.
- MORAGA, A., CHONG, G., FORTT, M. A. y HENRÍQUEZ, H. 1974. Estudio geológico del Salar de Atacama, Provincia de Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 29.
- MPODOZIS, C. y RAMOS, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. In: Ericksen, G. E., Cañas, M. T., Reinemund, J. A. (Eds.), Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. Circum – Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth-Science Series, v. 11, p. 59-90.
- MPODOZIS, C., MARINOVIC, N., SMOJE, I. y CUITIÑO, L., 1993. Estudio Geológico – Estructural de la Cordillera de Domeyko entre Sierra Limón Verde y Sierra Mariposas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería. Registered report IR-93-04, 3 mapas escala 1:100.000, 282 pp. Santiago.
- MPODOZIS, C. y KAY, S. M. 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28° - 31°S). Revista Geológica de Chile v. 17 (2), p. 153 – 180.
- MPODOZIS, C. y KAY, S. M. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin; evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S): Geological Society of America Bulletin, v. 104, p. 999-1014, doi: 10.1130/0016-7606(1992)104<0999: LPTTEO>2.3.CO;2.
- MPODOZIS, C. y RAMOS, V. A. 2008. Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones?. Revista de la Asociación Geológica Argentina v. 63 (4), p. 479 – 495.
- MUKASA, S. B. y HENRY, D. J. 1992. The San Nicolás batholith of coastal Peru: early Palaeozoic continental arc or continental rift magmatism?. Journal of the Geological Society 1990; v. 147; p. 27-39. doi: 10.1144/gsjgs.147.1.0027.
- NALPAS, T., TOWNLEY, B. y SANHUEZA D. 2011. Influencia de un bloque rígido en un sistema de fallas de rumbo: modelamiento análogo. Andean Geology v. 38(1), p. 23 - 36.
- NIEMEYER, H. 1989. El complejo ígneo-sedimentario del Cordón de Lila, región de Antofagasta: significado tectónico. Revista Geológica de Chile v. 16, p. 163-181.
- NIEMEYER, H., URZÚA, F., ACEÑOLAZA, G. y GONZÁLEZ, R. 1985. Progresos recientes en el conocimiento del Paleozoico de la Región de Antofagasta. Proceedings 4th Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, v. 1, p. 410-438.
- NIEMEYER, H., URZÚA, F. y RUBINSTEIN, C. 1997a. Nuevos antecedentes estratigráficos y sedimentológicos de la Formación Zorritas, Devónico-Carbonífero de Sierra de Almeida, Región de Antofagasta, Chile. Revista Geológica de Chile, v. 24, p. 25-43.

- NIEMEYER, H., VENEGAS, R., GONZÁLEZ, C. R. y ACEÑOLAZA, F. G. 1997b. Los terrenos Paleozoicos del Salar de Navidad, Región de Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile*, v. 24(2), p. 123-143.
- PACCI, D., HERVÉ, F., MUNIZAGA, F., KAWASHITA, K y CORDANI, U. 1980. Acerca de la edad Rb-Sr precámbrica de rocas de la Formación Esquistos de Belén, Departamento de Parinacota, Chile. *Revista Geológica de Chile*, v. 11, p. 43-50.
- PACES, J. Y MILLER, J. 1993. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota; geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift systems. *Journal of Geophysical Research* 98(B8): doi: 10.1029/93JB01159. issn: 0148-0227.
- PALACIOS, C., RAMÍREZ, L. E., TOWNLEY, B., SOLARI, M. y GUERRA, N., 2007. The role of the Antofagasta-Calama Lineament in ore deposit deformation in the Andes of northern Chile. *Mineralium Deposita*, v. 42, p. 301-308.
- PALMA, M. A., PARICA, P. D. y RAMOS, V. A. 1986. El granito de Archibarca: Su edad y significado tectónico, provincia de Catamarca: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, no. 41, p. 414-419.
- PECOITS, E., GINGRAS, M. K. y KONHAUSER, K. O. 2011. Las Ventanas and San Carlos formations, Maldonado Group, Uruguay. In: Arnaud, E., Halverson, G. P. y Shields-Zhou, G. (eds), *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. The Geological Society, London, *Memoirs*, v. 36, p. 555-564.
- PÉREZ, d'A. y LEVI B., 1961. Relación estratigráfica entre la Formación Moctezuma y el granito subyacente, Calama, provincia de Antofagasta, Chile. *Minerales*, no. 74, p. 39-48, 4 figs.
- RAMÍREZ, C. F. y GARDEWEG, M., 1982. Hoja Toconao, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile no. 54 (1:250.000), 121 p., Santiago, Chile.
- RAMOS, V. A. 1986. El diastrofismo Oclóyico: un ejemplo de tectónica de colisión durante el Eopaleozoico en el noroeste Argentino. *Rev. Inst. Cienc. Geol.* v. 6: p. 13 – 28.
- RAMOS, V. A. 1988. Tectonics of the Late Proterozoic – Early Paleozoic: a collisional history of Southern America. *Episodes* 11, p. 168 – 74.
- RAMOS, V. A. y KAY, S. M. 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En Harmon, R. S. y Rapela, C. W. (eds.) *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*, Geological Society of America, *Special Paper* v. 265, p. 79 - 91.
- RAMOS, V. A., VUJOVICH, G., KAY, S., M. y McDONOUGH, M. 1993. La orogénesis de Grenville en las Sierras Pampeanas Occidentales: La Sierra de Pie de Palo y su integración al supercontinente Proterozoico: XII Congreso de Exploración de Hidrocarburos, *Actas*, v. T. III, p. 343 – 357.

- RAMOS, V. A. 2000. The southern central Andes. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filha, A., Campos, D. A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America: 31st International Geological Congress*, Rio de Janeiro, p. 561-604.
- RAMOS, V. A. 2008. The basement of the Central Andes: The Arequipa and related terranes: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 36, p. 289-324, doi: 10.1146/annurev.earth.36.031207.12430.
- ROCHA-CAMPOS, A. C., DE BRITO NEVES, B. B., BABINSKI, M., DOS SANTOS, P. R., DE OLIVEIRA, S. M. B. y ROMANO, A. 2011. Moema laminites: a newly recognized Neoproterozoic (?) glaciogenic unit, São Francisco Basin, Brazil. In: Arnaud, E., Halverson, G. P. y Shields-Zhou, G. (eds), *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. The Geological Society, London, *Memoirs*, v. 36, p. 535-540.
- ROGERS, G., 1985. A geochemical traverse across the North Chilean Andes: Ph.D. Thesis (Unpublished), Open University, Milton Keynes, United Kingdom, 333 pp.
- ROGERS, G. y HAWKESWORTH, C. J. 1989. A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 91, p. 271-285.
- RUBINSTEIN, C., NIEMEYER, H. y URZÚA, F. 1996. Primeros resultados palinológicos en la Formación Zorritas, Devónico-Carbonífero de Sierra de Almeida, Región de Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile*, v. 23(1), p. 81-96.
- SALAS, R., KAST, R., MONTECINOS, F. y SALAS, I. 1966. Geología y recursos minerales del Departamento de Arica, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 21.
- SANTOSH, M., MARUYAMA, S., KOMIYA, T. y YAMAMOTO, S. 2010. Orogens in the evolving Earth: from Surface continents to 'lost continents' at the core-mantle boundary. Geological Society, London, *Special Publications*, v. 338, p. 77 – 116.
- SELLÉS, D., IRELAND, T., GARDEWEG, M., ARCOS, R., PINO, H., CAMACHO, J., SPROHNLE, C., SANHUEZA, A. y MONT, A. 2009. Magmatismo Paleozoico a Reciente en el área de Collahuasi y características geoquímicas de los magmas asociados a mineralización. Santiago, Chile.: Congreso Geológico Chileno No. XII, *Actas Electrónicas*, Abstract S11 - 044, 4 p., Santiago, Chile.
- SEMPERE, T., CARLIER, G., SOLER, P., FORNARY, M., CARLOTTO, V., JACAY, J., ARISPE, O., NERERDEAU, D., CÁRDENAS, J., ROSAS, S. y JIMÉNEZ, N. 2002. Late Permian – Middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, and its bearing on Andean – age tectonics. *Tectonophysics* v. 345 (1 – 4), p. 153 – 181.
- SHACKLETON, R. M., RIES, A. C., COWARD, M. P. y COBBOLD, P. R. 1979. Structure, metamorphism and geochronology of the Arequipa Massif of coastal Peru. *Journal of the Geological Society*, v. 136, p. 195-214.
- SHIELDS, G. A. 2005. Neoproterozoic cap carbonates: a critical appraisal of existing models and the plumeworld hypothesis. *Terra Nova*, v. 17, p. 299-310.

- SKARMETA, J. y MARINOVIC, N. 1981. Hoja Quillacagua, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile no. 51 (1:250.000), 63 p.
- SKARMETA, J. 1983. The structural Geology of the Sierra de Moreno, northern Chile. Thesis, University of London.
- SLAMA, J., KOSLER, I., CONDON, D., CROWLEY, J., GERDES, A., HANCHAR, J., HORSTWOD, M., MORRIS, G. 2008. Plešovice zircon – A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology* v. 249(1-2), p. 1-35.
- SOMOZA, R. y ZAFFARANA, C. B. 2008. Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean cordillera. *Earth and Planetary Science Letters* v. 271, p. 267 – 277.
- SOTO, M. F., 2013. Pressure-Temperature-Time paths of the Limón Verde Metamorphic Complex, Chile. Santiago, Tesis de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 132 pp.
- SPALLETTI, L. A., FANNING, C. M., RAPELA, C. W. 2008. Dating the Triassic continental rift in the southern Andes: the Potrerillos Formation, Cuyo Basin, Argentina. *Geologica Acta*, Vol. 6, N° 3, September 2008, p. 267 – 283.
- TASSINARI, C. C. G., BETTENCOURT, J. S., GERALDES, M. C., MACAMBIRA, M. J. B. y LAFON, J. M. 2000. The Amazon Craton. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A. M., Campos, D. A. (Eds.), *Tectonic evolution of South America: 31st International Geological Congress*, Rio de Janeiro, p. 41-95.
- TOMLINSON, A. J., BLANCO, N., MAKSAEV, V., DILLES, J. H., GRUNDER, A. y LADINO, M. 2001. Geología de la Precordillera Andina de Quebrada Blanca – Chiquicamata, Regiones I y II (20°30' – 22°30'S). Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile), Informe Registrado IR-01-20, 20 mapas escala 1: 50.000, 444 pp., Santiago.
- TOMLINSON, A. y BLANCO, N., 2007. Geología de la franja El Abra-Chuquicamata, II Región (21°45' – 22°30'). Informe registrado IR – 07###. Servicio Nacional de Geología y Minería. Corporación Nacional del Cobre.
- UHLEIN, A., TROMPETTE, R. R. y ALVARENGA, C. J. S. 1999. Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: the Jequitai-Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). *Journal of South American Earth Science* v. 12, p. 435-451.
- VERGARA, H. 1978a. Cuadrángulo Quehuita y sector occidental del Cuadrángulo Volcán Miño, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, no. 32, 1:50.000.
- WASTENEYS, H. A., CLARK, A. H., FARRAR, E. y LANGRIDGE, R. J. 1995. Granvillian granulite – facies metamorphism in the Arequipa Massif, Peru: A Laurentia – Gondwana link: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 132, p. 63 – 73.

WÖRNER, G., BECK, A., EUSTERHUES, K., HEBER, V. y LEZAUN, J. 2000. Basement petrology and arc magmatism near the Arica Bend (Northern Chile). In: Meller, H. y Hervé, F. (coordinators) Geoscientific Cooperation with Latin America. Zeitschrift für Angewandte Geologie, Hannover, Sonderheft v. 1, p. 363-369.

ZERFASS, H., CHEMALE JR., F., SCHULTZ, C. L. y LAVINA, E. 2004. Tectonics and sedimentation in Southern South America during Triassic. Sedimentary Geology v. 166, p. 265 – 292.

ZIMMERMANN, U. y SPALLETTI, L. A. 2009. Provenance of the Lower Paleozoic Balance Formation (Tandilia System, Buenos Aires Province, Argentina): Implications for paleogeographic reconstructions of SW Gondwana. Sedimentary Geology v. 219, p. 7-23.

ZIMMERMANN, U., NIEMEYER, H. y MEFFRE, S. 2009. Revealing the continental margin of Gondwana: the Ordovician arc of Cordón de Lila (northern Chile). International Journal of Earth Sciences, v. 99(1), p. 39-56.

7. ANEXOS

7.1 ANEXO A: TABLA CRONOESTRATIGRÁFICA INTERNACIONAL UTILIZADA EN ESTE TRABAJO (IUGS, 2013)

7.2 ANEXO B: DATOS ANALÍTICOS U-PB (LA-ICP-MS) DE ESTE TRABAJO

TABLA I: DATOS ANALÍTICOS U-Pb LA-ICP-MS DE ESTE TRABAJO.

análisis	Razones isotópicas						Edad (Ma)					
	U ppm	Th/U	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	Edad (Ma)	$\pm 1\sigma$
JL-88 Diamictitas de Limón Verde pedlv												
JL88_110	1.043	0,56	6,2237	2,17%	0,0821	0,65%	960,5	19,3	1248,9	12,6	1248,9	12,6
JL88_109	147	0,62	5,1267	2,04%	0,0754	0,67%	1148,7	21,4	1079,4	13,5	1079,4	13,5
JL88_108	502	0,48	5,6878	2,05%	0,0760	0,57%	1044,1	19,7	1094,1	11,3	1094,1	11,3
JL88_107	537	0,30	5,4752	2,03%	0,0753	0,61%	1081,4	20,2	1076,3	12,2	1076,3	12,2
JL88_106	442	0,47	5,6430	2,05%	0,0737	0,60%	1051,7	19,8	1032,7	12,2	1032,7	12,2
JL88_105	406	0,23	5,6546	2,10%	0,0754	0,60%	1049,7	20,3	1078,0	12,0	1078,0	12,0
JL88_104	1.715	0,32	6,0510	2,03%	0,0760	0,54%	986,0	18,5	1094,7	10,7	1094,7	10,7
JL88_103	82	1,03	5,5700	2,07%	0,0747	0,86%	1064,4	20,3	1061,5	17,2	1061,5	17,2
JL88_102	437	0,39	5,3290	2,06%	0,0753	0,59%	1108,6	20,9	1075,7	11,8	1075,7	11,8
JL88_101	323	0,61	5,0479	2,05%	0,0788	0,63%	1165,1	21,8	1167,2	12,3	1167,2	12,3
JL88_100	826	0,72	5,3466	1,98%	0,0791	0,55%	1105,3	20,1	1174,8	10,9	1174,8	10,9
JL88_99	826	0,16	5,5620	2,07%	0,0757	0,56%	1065,8	20,3	1085,9	11,3	1085,9	11,3
JL88_98	217	0,71	5,6641	2,01%	0,0750	0,67%	1048,1	19,4	1067,8	13,4	1067,8	13,4
JL88_97	218	0,88	4,9075	2,14%	0,0775	0,70%	1195,5	23,3	1133,0	13,9	1133,0	13,9
JL88_96	114	0,54	5,5155	2,02%	0,0744	0,77%	1074,1	19,9	1053,1	15,4	1053,1	15,4
JL88_95	472	0,35	4,9808	2,17%	0,0822	0,56%	1179,5	23,3	1249,5	10,8	1249,5	10,8
JL88_94	205	0,47	5,1420	2,13%	0,0788	0,62%	1145,6	22,4	1166,4	12,3	1166,4	12,3
JL88_93	2.626	0,13	7,6221	2,09%	0,0783	0,59%	794,7	15,6	1153,3	11,7	794,7	15,6
JL88_92	974	0,10	5,7451	2,09%	0,0757	0,55%	1034,4	19,9	1087,6	10,9	1087,6	10,9
JL88_91	932	0,30	5,3794	2,09%	0,0871	0,58%	1099,1	21,0	1363,6	11,1	1363,6	11,1
JL88_90	261	0,66	5,0704	2,17%	0,0794	0,61%	1160,4	23,0	1182,1	12,0	1182,1	12,0
JL88_89	86	0,73	3,1340	2,18%	0,1089	0,63%	1785,2	33,8	1780,6	11,5	1780,6	11,5
JL88_88	331	0,44	5,0245	2,07%	0,0771	0,59%	1170,1	22,1	1122,7	11,6	1122,7	11,6
JL88_87	1.410	0,30	6,2583	2,10%	0,0746	0,53%	955,6	18,6	1057,1	10,6	1057,1	10,6
JL88_86	406	0,69	4,9135	2,09%	0,0789	0,56%	1194,2	22,7	1169,9	11,1	1169,9	11,1
JL88_85	1.836	0,42	5,3177	3,77%	0,0818	0,67%	1110,8	38,3	1240,8	13,0	1240,8	13,0
JL88_84	454	0,47	4,9886	2,12%	0,0794	0,57%	1177,8	22,8	1181,5	11,3	1181,5	11,3
JL88_83	93	0,78	5,4118	2,24%	0,0753	0,81%	1093,0	22,5	1077,2	16,1	1077,2	16,1
JL88_82	1.833	0,25	5,6446	2,09%	0,0745	0,52%	1051,5	20,3	1054,4	10,5	1054,4	10,5
JL88_81	142	0,57	5,3928	2,16%	0,0756	0,70%	1096,6	21,8	1085,8	14,0	1085,8	14,0
JL88_80	243	0,33	5,6754	2,10%	0,0757	0,61%	1046,2	20,3	1086,5	12,2	1086,5	12,2
JL88_78	2.517	0,28	7,5856	2,14%	0,0777	0,80%	798,3	16,0	1140,2	15,7	798,3	16,0
JL88_77	553	0,28	5,4952	2,13%	0,0783	0,58%	1077,8	21,1	1155,2	11,4	1155,2	11,4
JL88_76	412	0,34	5,5457	2,12%	0,0765	0,58%	1068,7	20,8	1109,0	11,5	1109,0	11,5
JL88_74	562	0,31	5,8489	2,03%	0,0745	0,68%	1017,5	19,1	1056,3	13,6	1056,3	13,6
JL88_73	1.628	0,33	7,1976	2,36%	0,0773	0,67%	838,6	18,5	1127,8	13,4	838,6	18,5
JL88_72	258	0,52	5,4584	1,96%	0,0782	0,73%	1084,5	19,5	1153,0	14,3	1153,0	14,3
JL88_71	196	1,13	5,3957	1,94%	0,0750	0,73%	1096,0	19,6	1068,5	14,6	1068,5	14,6
JL88_70	759	0,09	5,7319	1,97%	0,0738	0,66%	1036,6	18,8	1035,2	13,3	1035,2	13,3
JL88_69	308	0,51	5,1103	1,96%	0,0783	0,70%	1152,1	20,6	1154,3	13,8	1154,3	13,8

CONTINUACIÓN TABLA I. DATOS ANALÍTICOS U-Pb LA-ICP-MS DE ESTE TRABAJO.

análisis	Razones isotópicas						Edad (Ma)					
	U ppm	Th/U	$^{238}\text{U}/$ ^{206}Pb	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}-$ ^{238}U	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm 1\sigma$	Edad (Ma)	$\pm 1\sigma$
JL-88 Diamictitas de Limón Verde pedlv												
JL88_68	425	0,37	5,9114	2,00%	0,0743	0,71%	1007,5	18,6	1049,6	14,3	1049,6	14,3
JL88_67	585	0,71	5,5986	1,93%	0,0761	0,67%	1059,4	18,9	1098,9	13,4	1098,9	13,4
JL88_66	347	0,48	5,0063	2,01%	0,0782	0,71%	1174,0	21,5	1151,4	14,0	1151,4	14,0
JL88_65	146	0,61	5,5081	1,92%	0,0745	0,79%	1075,4	19,0	1055,2	15,7	1055,2	15,7
JL88_64	382	1,11	4,9556	2,01%	0,0785	0,69%	1184,9	21,7	1160,0	13,6	1160,0	13,6
JL88_63	275	0,53	5,6715	1,99%	0,0751	0,79%	1046,8	19,2	1070,4	15,8	1070,4	15,8
JL88_62	221	0,40	5,0364	2,03%	0,0781	0,74%	1167,5	21,7	1149,4	14,7	1149,4	14,7
JL88_61	846	1,01	5,1947	1,93%	0,0795	0,67%	1134,9	20,1	1185,5	13,1	1185,5	13,1
JL88_60	525	0,67	5,4004	1,94%	0,0758	0,69%	1095,2	19,5	1091,0	13,9	1091,0	13,9
JL88_59	173	0,78	5,6144	2,04%	0,0747	0,77%	1056,7	19,9	1059,4	15,5	1059,4	15,5
JL88_58	343	1,14	5,5182	2,00%	0,0742	0,70%	1073,6	19,8	1046,8	14,1	1046,8	14,1
JL88_57	383	0,60	5,4149	1,92%	0,0752	0,70%	1092,5	19,3	1074,3	14,0	1074,3	14,0
JL88_56	233	0,52	5,7025	2,10%	0,0753	0,92%	1041,6	20,1	1076,7	18,3	1076,7	18,3
JL88_55	1.813	0,07	7,0253	2,04%	0,0734	0,77%	857,9	16,4	1026,0	15,5	857,9	16,4
JL88_54	494	0,65	5,7129	2,08%	0,0767	0,79%	1039,8	19,9	1113,9	15,7	1113,9	15,7
JL88_53	880	0,32	5,9720	2,08%	0,0734	0,79%	998,0	19,2	1024,1	15,8	1024,1	15,8
JL88_52	399	0,29	5,8085	1,99%	0,0761	0,81%	1024,0	18,8	1097,5	16,2	1097,5	16,2
JL88_51	87	0,59	5,9355	2,13%	0,0741	0,96%	1003,7	19,8	1043,5	19,3	1043,5	19,3
JL88_50	457	0,51	5,6910	2,00%	0,0752	0,79%	1043,5	19,3	1073,4	15,8	1073,4	15,8
JL88_49	725	0,29	5,6933	2,03%	0,0746	0,78%	1043,1	19,5	1057,6	15,6	1057,6	15,6
JL88_48	1.242	0,18	7,1577	2,15%	0,0735	0,76%	843,0	17,0	1028,9	15,3	843,0	17,0
JL88_47	53	0,55	6,3661	2,16%	0,0732	1,13%	940,5	18,9	1019,2	22,6	940,5	18,9
JL88_46	311	0,38	5,8375	1,98%	0,0736	0,82%	1019,3	18,6	1029,7	16,4	1029,7	16,4
JL88_45	361	0,28	5,4599	2,04%	0,0751	0,83%	1084,2	20,3	1072,4	16,7	1072,4	16,7
JL88_44	105	0,39	5,8998	2,12%	0,0737	0,91%	1009,3	19,8	1032,4	18,2	1032,4	18,2
JL88_43	594	0,56	5,3237	1,97%	0,0792	0,79%	1109,7	20,0	1176,6	15,6	1176,6	15,6
JL88_42	211	0,69	5,5266	2,04%	0,0751	0,85%	1072,1	20,1	1070,1	16,9	1070,1	16,9
JL88_41	291	0,37	4,7983	2,04%	0,0856	0,78%	1220,3	22,6	1329,4	15,1	1329,4	15,1
JL88_40	183	0,42	5,4656	1,95%	0,0782	0,84%	1083,1	19,4	1152,5	16,5	1152,5	16,5
JL88_39	1.778	0,28	5,6896	2,01%	0,0750	0,76%	1043,8	19,3	1069,2	15,2	1069,2	15,2
JL88_38	424	0,34	5,8685	1,98%	0,0745	0,80%	1014,3	18,6	1054,0	16,0	1054,0	16,0
JL88_37	211	0,47	5,2352	2,05%	0,0790	0,85%	1126,9	21,2	1171,7	16,7	1171,7	16,7
JL88_36	353	0,31	5,9059	2,09%	0,0733	0,79%	1008,4	19,4	1021,4	15,9	1021,4	15,9
JL88_35	184	0,38	6,0602	2,22%	0,0744	0,90%	984,6	20,2	1053,4	18,0	1053,4	18,0
JL88_34	334	0,52	5,6672	2,12%	0,0757	0,79%	1047,6	20,5	1086,9	15,8	1086,9	15,8
JL88_33	424	0,48	5,8203	2,14%	0,0743	0,78%	1022,1	20,2	1049,4	15,6	1049,4	15,6
JL88_32	850	0,26	5,5691	2,21%	0,0742	0,77%	1064,6	21,6	1045,9	15,5	1045,9	15,5
JL88_31	110	0,72	5,5466	2,18%	0,0743	0,91%	1068,6	21,4	1048,4	18,3	1048,4	18,3
JL88_30	566	0,47	4,8954	2,11%	0,0813	0,75%	1198,2	23,0	1228,6	14,6	1228,6	14,6
JL88_29	373	0,43	5,9479	2,08%	0,0736	0,80%	1001,8	19,2	1029,3	16,2	1029,3	16,2

CONTINUACIÓN TABLA I. DATOS ANALÍTICOS U-Pb LA-ICP-MS DE ESTE TRABAJO.

análisis	Razones isotópicas						Edad (Ma)					
	U ppm	Th/U	$^{238}\text{U}/$ ^{206}Pb	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}-$ ^{238}U	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm 1\sigma$	Edad (Ma)	$\pm 1\sigma$
JL-88 Diamictitas de Limón Verde pedlv												
JL88_28	221	0,64	5,7374	2,14%	0,0739	0,80%	1035,7	20,4	1038,7	16,1	1038,7	16,1
JL88_27	1.029	0,48	6,2957	2,18%	0,0739	0,74%	950,3	19,3	1038,1	14,9	950,3	19,3
JL88_26	1.885	0,16	6,6547	2,14%	0,0741	0,74%	902,5	18,0	1044,3	14,8	902,5	18,0
JL88_25	767	0,66	5,3807	2,18%	0,0779	0,75%	1098,8	21,9	1145,4	14,9	1145,4	14,9
JL88_24	269	1,93	4,8971	2,14%	0,0798	0,79%	1197,9	23,3	1192,1	15,5	1192,1	15,5
JL88_23	2.829	0,27	7,4496	2,18%	0,0729	0,79%	812,0	16,6	1011,8	16,0	812,0	16,6
JL88_22	517	0,25	6,6712	2,14%	0,0720	0,79%	900,4	18,0	986,5	16,0	900,4	18,0
JL88_21	321	0,60	5,1611	2,12%	0,0778	0,76%	1141,7	22,1	1142,7	15,1	1142,7	15,1
JL88_20	539	0,36	5,9773	2,15%	0,0747	0,77%	997,2	19,8	1061,4	15,3	1061,4	15,3
JL88_19	168	0,61	5,4550	2,17%	0,0753	0,87%	1085,1	21,6	1075,8	17,4	1075,8	17,4
JL88_18	1.663	0,60	5,7323	2,18%	0,0760	0,73%	1036,6	20,9	1094,6	14,5	1094,6	14,5
JL88_17	2.627	0,15	13,8634	3,29%	0,0809	1,09%	449,0	14,3	1219,4	21,2	449,0	14,3
JL88_16	228	0,53	5,2006	2,14%	0,0793	0,82%	1133,8	22,2	1178,6	16,1	1178,6	16,1
JL88_15	300	0,63	5,3646	2,48%	0,0795	0,89%	1101,9	25,1	1185,2	17,4	1185,2	17,4
JL88_14	1.519	0,56	6,5225	2,53%	0,0850	0,91%	919,5	21,6	1316,4	17,5	1316,4	17,5
JL88_13	324	0,46	5,3190	2,61%	0,0768	0,86%	1110,6	26,6	1115,8	17,1	1115,8	17,1
JL88_12	104	0,87	5,6779	2,58%	0,0740	0,96%	1045,7	24,9	1040,4	19,3	1040,4	19,3
JL88_11	1.094	0,43	6,3307	2,63%	0,0739	0,84%	945,4	23,1	1038,2	16,8	945,4	23,1
JL88_10	119	0,49	5,8993	2,54%	0,0737	0,94%	1009,4	23,7	1032,6	18,8	1032,6	18,8
JL88_9	524	0,32	5,9574	2,43%	0,0739	0,85%	1000,3	22,5	1037,8	17,1	1037,8	17,1
JL88_8	465	0,70	5,0222	2,51%	0,0811	0,82%	1170,6	26,9	1222,9	16,1	1222,9	16,1
JL88_7	548	0,47	5,8920	2,46%	0,0740	0,83%	1010,6	22,9	1041,4	16,7	1041,4	16,7
JL88_6	1.021	0,23	5,7571	2,51%	0,0768	0,82%	1032,5	23,9	1115,2	16,3	1115,2	16,3
JL88_5	352	0,68	5,1616	2,50%	0,0775	0,86%	1141,6	26,1	1133,8	17,1	1133,8	17,1
JL88_4	603	0,37	5,4938	2,60%	0,0801	0,83%	1078,0	25,8	1199,8	16,4	1199,8	16,4
JL88_3	168	0,47	5,7417	2,51%	0,0738	0,90%	1035,0	23,9	1036,2	18,1	1036,2	18,1
JL88_2	78	0,63	5,7400	2,58%	0,0746	1,02%	1035,3	24,6	1057,3	20,4	1057,3	20,4
JL88_1	350	0,49	5,6835	2,50%	0,0746	0,86%	1044,8	24,1	1058,8	17,2	1058,8	17,2
JL-19 Estratos de Pampa Quenante DCpq												
JL19_100	778	0,75	3,3057	2,29%	0,1089	0,41%	1703,7	34,3	1781,0	7,4	1781,0	7,4
JL19_99	480	0,19	5,4990	2,22%	0,0780	0,44%	1077,1	22,0	1147,4	8,7	1147,4	8,7
JL19_98	298	0,32	2,7746	2,21%	0,1281	0,38%	1984,2	37,7	2072,4	6,7	2072,4	6,7
JL19_97	595	0,63	3,9567	2,20%	0,0935	0,38%	1452,6	28,5	1498,0	7,1	1498,0	7,1
JL19_96	594	0,52	2,2122	2,19%	0,1747	0,36%	2404,4	43,8	2603,6	6,0	2603,6	6,0
JL19_95	302	0,31	7,6150	2,45%	0,0663	0,57%	795,4	18,3	817,0	11,8	795,4	18,3
JL19_94	573	0,56	13,7198	2,23%	0,0580	0,56%	453,5	9,8	530,5	12,1	453,5	9,8
JL19_93	726	0,12	12,7535	2,42%	0,0599	0,72%	486,6	11,3	600,0	15,4	486,6	11,3
JL19_92	417	0,31	11,6198	2,20%	0,0583	0,54%	532,2	11,2	541,8	11,7	532,2	11,2
JL19_91	210	0,53	9,4335	2,35%	0,0635	0,70%	649,5	14,5	724,3	14,8	649,5	14,5

CONTINUACIÓN TABLA I. DATOS ANALÍTICOS U-Pb LA-ICP-MS DE ESTE TRABAJO.

análisis	Razones isotópicas						Edad (Ma)					
	U ppm	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁶ Pb- ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	Edad (Ma)	±1σ
JL-19 Estratos de Pampa Quenante DCpq												
JL19_90	622	1,07	11,7906	1,25%	0,0585	0,75%	524,8	6,3	548,4	16,3	524,8	6,3
JL19_89	299	0,52	13,1198	1,03%	0,0600	0,96%	473,5	4,7	603,8	20,5	473,5	4,7
JL19_88	686	0,36	6,0714	1,57%	0,0744	0,93%	982,9	14,3	1053,6	18,5	1053,6	18,5
JL19_87*	61	0,67	6,0951	2,22%	0,1025	1,00%	979,3	20,1	1670,7	18,4	1670,7	18,4
JL19_86	604	0,59	11,6314	0,98%	0,0580	0,76%	531,7	5,0	529,1	16,6	531,7	5,0
JL19_85*	1.108	0,66	10,0736	1,27%	0,0724	1,70%	610,1	7,4	998,0	34,1	610,1	7,4
JL19_84*	407	0,53	7,0186	3,88%	0,1351	4,35%	858,7	31,2	2165,8	74,0	2165,8	74,0
JL19_83	236	0,16	10,7524	1,19%	0,0616	0,88%	573,3	6,5	660,5	18,9	573,3	6,5
JL19_82	1.534	0,32	7,0761	1,68%	0,0685	0,65%	852,1	13,4	885,0	13,5	852,1	13,4
JL19_81	1.425	0,70	13,2309	1,09%	0,0572	0,71%	469,7	4,9	498,6	15,5	469,7	4,9
JL19_80	267	0,71	14,2713	1,13%	0,0557	0,96%	436,6	4,8	439,1	21,3	436,6	4,8
JL19_79	751	0,21	7,4820	1,02%	0,0702	0,67%	808,7	7,7	935,6	13,8	808,7	7,7
JL19_78	896	0,51	10,5651	0,93%	0,0605	0,72%	583,0	5,2	619,8	15,4	583,0	5,2
JL19_77	217	0,40	12,8598	1,10%	0,0610	1,05%	482,7	5,1	640,9	22,5	482,7	5,1
JL19_76	533	0,89	14,2321	1,00%	0,0566	0,76%	437,7	4,2	475,2	16,7	437,7	4,2
JL19_75	466	0,58	7,8263	0,98%	0,0656	0,70%	775,2	7,1	794,2	14,7	775,2	7,1
JL19_74	385	0,66	3,0168	0,99%	0,1298	0,66%	1845,6	15,9	2095,1	11,5	2095,1	11,5
JL19_73	250	0,65	5,6277	1,01%	0,0755	0,73%	1054,4	9,8	1080,6	14,5	1080,6	14,5
JL19_72	308	0,31	5,7229	1,11%	0,0741	0,73%	1038,1	10,6	1044,7	14,6	1044,7	14,6
JL19_71	307	0,71	10,3587	1,17%	0,0594	0,91%	594,1	6,6	582,3	19,7	594,1	6,6
JL19_70*	637	0,40	2,4997	2,50%	0,2240	0,51%	2169,3	45,9	3009,6	8,1	3009,6	8,1
JL19_69	544	1,30	3,0787	1,91%	0,1279	0,52%	1813,2	30,1	2069,9	9,2	2069,9	9,2
JL19_68	1.530	0,27	10,3423	1,78%	0,0615	0,59%	595,0	10,1	655,7	12,6	595,0	10,1
JL19_67	2.703	0,09	6,0247	1,73%	0,0731	0,51%	989,9	15,9	1016,6	10,2	1016,6	10,2
JL19_66	370	0,72	5,7001	1,73%	0,0741	0,59%	1042,0	16,6	1042,9	11,9	1042,9	11,9
JL19_65	183	0,57	4,9043	1,83%	0,0891	0,68%	1196,2	19,9	1405,7	13,0	1405,7	13,0
JL19_64	1.175	1,49	12,7240	1,83%	0,0591	0,60%	487,7	8,6	571,9	12,9	487,7	8,6
JL19_63	1.249	0,18	6,2470	1,77%	0,0725	0,53%	957,2	15,8	998,8	10,7	957,2	15,8
JL19_62	620	1,11	5,0842	1,67%	0,0801	0,54%	1157,5	17,6	1200,2	10,6	1200,2	10,6
JL19_61	427	0,65	3,2702	1,75%	0,1239	0,57%	1720,0	26,4	2012,7	10,0	2012,7	10,0
JL19_60	138	1,59	9,7699	1,56%	0,0625	1,21%	628,2	9,3	690,1	25,5	628,2	9,3
JL19_59	120	0,49	2,2508	1,47%	0,2113	1,07%	2369,8	29,2	2915,9	17,2	2915,9	17,2
JL19_58	147	0,43	2,6450	1,48%	0,1299	1,08%	2067,3	26,1	2096,8	18,8	2096,8	18,8
JL19_57	749	0,30	9,0429	1,46%	0,0618	1,08%	676,1	9,4	667,5	23,0	676,1	9,4
JL19_56	140	0,98	3,0792	1,46%	0,1139	1,08%	1812,9	23,0	1863,0	19,4	1863,0	19,4
JL19_55	99	1,41	9,7728	1,61%	0,0608	1,24%	628,0	9,6	632,2	26,4	628,0	9,6
JL19_54	173	0,27	5,5881	1,64%	0,0752	1,12%	1061,2	16,0	1073,7	22,3	1073,7	22,3
JL19_53	246	0,57	11,4227	1,49%	0,0590	1,14%	541,0	7,7	567,7	24,6	541,0	7,7
JL19_52	173	0,43	11,2377	1,55%	0,0587	1,21%	549,5	8,2	554,5	26,1	549,5	8,2

CONTINUACIÓN TABLA I. DATOS ANALÍTICOS U-Pb LA-ICP-MS DE ESTE TRABAJO.

análisis	Razones isotópicas						Edad (Ma)					
	U ppm	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁶ Pb- ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	Edad (Ma)	±1σ
JL-19 Estratos de Pampa Quenante DCPq												
JL19_51	91	0,91	9,5493	1,62%	0,0654	1,35%	642,0	9,9	785,8	28,1	642,0	9,9
JL19_50	602	0,07	12,6941	1,49%	0,0574	1,10%	488,8	7,0	507,6	23,9	488,8	7,0
JL19_49	82	2,16	3,0528	1,54%	0,1113	1,11%	1826,6	24,4	1821,4	20,1	1821,4	20,1
JL19_48	62	0,61	4,7405	1,52%	0,0851	1,19%	1233,9	17,0	1318,6	22,8	1318,6	22,8
JL19_47	373	0,77	12,9267	1,48%	0,0573	1,14%	480,3	6,9	503,8	24,8	480,3	6,9
JL19_45*	93	1,79	9,0200	1,64%	0,0759	1,43%	677,8	10,6	1091,8	28,4	677,8	10,6
JL19_44	104	0,63	9,0199	1,53%	0,0659	1,19%	677,8	9,8	803,5	24,7	677,8	9,8
JL19_43	119	0,83	12,4871	1,59%	0,0586	1,24%	496,6	7,6	551,7	26,9	496,6	7,6
JL19_42	113	0,36	2,1651	1,64%	0,1715	1,09%	2447,9	33,4	2572,4	18,1	2572,4	18,1
JL19_41	305	0,73	12,8854	1,51%	0,0577	1,14%	481,8	7,0	516,8	24,8	481,8	7,0
JL19_40*	886	0,24	8,7091	1,76%	0,0986	1,14%	700,7	11,7	1597,1	21,1	1597,1	21,1
JL19_39	350	0,70	9,9827	1,60%	0,0622	1,16%	615,4	9,4	682,2	24,5	615,4	9,4
JL19_38	75	0,85	4,4331	1,70%	0,0847	1,18%	1311,3	20,1	1308,5	22,8	1308,5	22,8
JL19_37	531	2,75	6,2840	1,98%	0,0819	1,15%	952,0	17,5	1244,0	22,4	1244,0	22,4
JL19_36	266	0,45	2,1825	1,59%	0,1640	1,11%	2431,6	32,1	2497,1	18,6	2497,1	18,6
JL19_35	352	0,23	7,5755	1,61%	0,0657	1,14%	799,3	12,1	795,7	23,6	799,3	12,1
JL19_34	178	0,84	11,1599	1,61%	0,0577	1,24%	553,2	8,5	519,4	26,9	553,2	8,5
JL19_33	97	0,76	5,2066	1,66%	0,0789	1,24%	1132,5	17,2	1169,7	24,4	1169,7	24,4
JL19_32	360	0,44	12,8828	1,61%	0,0594	1,19%	481,9	7,5	583,4	25,6	481,9	7,5
JL19_31	379	0,58	5,7416	1,60%	0,0735	1,13%	1035,0	15,3	1028,8	22,6	1028,8	22,6
JL19_30	112	0,25	3,3165	3,43%	0,1278	1,27%	1698,8	51,0	2068,0	22,2	2068,0	22,2
JL19_29	372	0,53	10,2145	2,03%	0,0603	1,31%	602,1	11,7	616,1	28,0	602,1	11,7
JL19_28	157	0,42	11,0842	1,63%	0,0591	1,24%	556,8	8,7	571,8	26,8	556,8	8,7
JL19_27	346	1,32	3,5876	1,71%	0,1262	1,14%	1585,0	24,0	2046,0	20,0	2046,0	20,0
JL19_26	84	0,87	3,1155	1,70%	0,1100	1,16%	1794,5	26,5	1799,7	21,0	1799,7	21,0
JL19_25	158	0,44	12,9779	1,64%	0,0570	1,24%	478,5	7,5	492,6	27,1	478,5	7,5
JL19_24	210	0,47	11,5736	1,63%	0,0580	1,19%	534,2	8,3	531,6	25,8	534,2	8,3
JL19_23	93	1,08	10,2461	1,66%	0,0596	1,29%	600,3	9,5	587,4	27,8	600,3	9,5
JL19_22	38	0,53	4,2620	1,83%	0,0862	1,24%	1358,7	22,4	1342,9	23,8	1342,9	23,8
JL19_21*	90	0,48	10,1293	1,79%	0,0910	1,94%	606,9	10,4	1445,9	36,6	1445,9	36,6
JL19_20	132	0,53	5,6649	1,79%	0,0734	1,03%	1048,0	17,3	1025,3	20,6	1025,3	20,6
JL19_19	337	0,74	13,0066	1,61%	0,0571	0,99%	477,5	7,4	495,0	21,7	477,5	7,4
JL19_18	192	0,65	5,2665	1,59%	0,0758	0,97%	1120,7	16,4	1089,4	19,3	1089,4	19,3
JL19_17*	189	0,28	13,1623	1,66%	0,0630	1,12%	472,1	7,5	709,1	23,6	472,1	7,5
JL19_16	84	0,49	5,3935	1,61%	0,0758	1,05%	1096,5	16,2	1090,2	20,8	1090,2	20,8
JL19_15	174	0,90	11,5068	1,58%	0,0584	1,03%	537,2	8,2	543,5	22,3	537,2	8,2
JL19_14	115	0,68	13,0913	1,63%	0,0572	1,16%	474,5	7,5	500,5	25,3	474,5	7,5
JL19_13	35	1,23	9,4315	1,85%	0,0620	1,41%	649,6	11,5	672,5	29,9	649,6	11,5
JL19_12	148	0,24	5,2071	1,57%	0,0782	0,97%	1132,4	16,3	1152,6	19,1	1152,6	19,1

CONTINUACIÓN TABLA I. DATOS ANALÍTICOS U-Pb LA-ICP-MS DE ESTE TRABAJO.

análisis	Razones isotópicas						Edad (Ma)					
	U ppm	Th/U	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	Edad (Ma)	$\pm 1\sigma$
JL-19 Estratos de Pampa Quenante DCpq												
JL19_11	674	0,47	13,2927	1,62%	0,0578	0,97%	467,6	7,3	524,1	21,1	467,6	7,3
JL19_10	1.288	0,33	5,9978	1,56%	0,0736	0,93%	994,1	14,3	1030,2	18,6	1030,2	18,6
JL19_9	159	0,77	13,7444	1,68%	0,0575	1,23%	452,7	7,3	512,3	26,9	452,7	7,3
JL19_8	328	0,21	11,8687	1,78%	0,0600	1,04%	521,5	8,9	602,7	22,4	521,5	8,9
JL19_7	354	0,43	3,4450	1,73%	0,1151	0,94%	1642,9	25,0	1882,1	16,8	1882,1	16,8
JL19_6	268	0,77	11,8624	1,68%	0,0587	1,05%	521,7	8,4	556,2	22,6	521,7	8,4
JL19_5	242	0,31	11,8569	1,58%	0,0587	1,03%	522,0	7,9	556,4	22,2	522,0	7,9
JL19_4	153	0,43	13,1965	1,63%	0,0568	1,10%	470,9	7,4	482,7	24,1	470,9	7,4
JL19_3	88	0,64	12,9618	1,70%	0,0572	1,20%	479,1	7,8	498,9	26,2	479,1	7,8
JL19_2*	81	0,21	3,8106	2,52%	0,1248	0,99%	1502,2	33,6	2025,6	17,5	2025,6	17,5
JL19_1	324	0,58	12,8231	1,58%	0,0578	0,99%	484,1	7,4	521,1	21,7	484,1	7,4
JL-29 Estratos de Cerro Limón Verde DCIv												
JL29_100	238	0,70	10,1772	1,86%	0,0614	1,09%	604,2	10,7	653,3	23,3	604,2	10,7
JL29_99	271	0,55	13,3594	1,25%	0,0571	1,04%	465,3	5,6	496,2	22,7	465,3	5,6
JL29_98	162	1,65	10,9590	1,79%	0,0624	1,59%	562,9	9,6	686,5	33,6	562,9	9,6
JL29_97	247	0,86	3,0586	1,28%	0,1178	0,86%	1823,6	20,3	1922,4	15,4	1922,4	15,4
JL29_96	140	0,83	8,7728	1,30%	0,0628	1,11%	695,9	8,5	700,5	23,4	695,9	8,5
JL29_95	494	1,44	9,6545	1,20%	0,0608	0,94%	635,3	7,3	633,2	20,1	635,3	7,3
JL29_94	311	0,57	13,2545	1,33%	0,0567	1,06%	468,9	6,0	480,2	23,3	468,9	6,0
JL29_93	342	1,04	11,4185	1,27%	0,0587	0,99%	541,2	6,6	554,6	21,4	541,2	6,6
JL29_92	864	0,38	9,9239	1,25%	0,0606	0,88%	618,9	7,4	626,0	18,9	618,9	7,4
JL29_91	289	0,47	2,5064	1,26%	0,1382	0,84%	2164,4	23,2	2204,7	14,5	2204,7	14,5
JL29_90	227	0,37	10,3345	1,29%	0,0603	1,02%	595,4	7,4	613,9	21,8	595,4	7,4
JL29_89	1.676	0,29	5,5612	1,17%	0,0746	0,83%	1066,0	11,5	1058,8	16,7	1058,8	16,7
JL29_87	221	0,77	4,7484	1,30%	0,0838	0,90%	1232,0	14,5	1287,0	17,3	1287,0	17,3
JL29_86	95	0,39	2,5234	1,39%	0,1338	0,91%	2151,9	25,3	2148,4	15,8	2148,4	15,8
JL29_85	1.749	0,06	10,0010	1,24%	0,0608	0,85%	614,4	7,2	633,0	18,2	614,4	7,2
JL29_84	614	0,59	11,4700	1,37%	0,0608	0,91%	538,9	7,1	631,9	19,4	538,9	7,1
JL29_83A	739	0,06	4,6067	1,16%	0,0828	0,84%	1266,4	13,3	1263,9	16,3	1263,9	16,3
JL29_82A	282	0,09	8,3334	1,44%	0,0633	0,96%	730,6	10,0	717,6	20,3	730,6	10,0
JL29_81A	388	0,41	11,9876	1,22%	0,0585	0,95%	516,5	6,1	549,8	20,6	516,5	6,1
JL29_81	507	0,46	9,4230	1,25%	0,0618	0,91%	650,2	7,7	665,6	19,5	650,2	7,7
JL29_80	223	0,11	11,0459	1,35%	0,0583	1,06%	558,7	7,2	541,7	23,1	558,7	7,2
JL29_79	282	0,40	12,9299	2,04%	0,0556	1,07%	480,2	9,4	435,7	23,6	480,2	9,4
JL29_78	299	1,04	2,9813	1,95%	0,1149	0,84%	1864,6	31,5	1878,0	15,1	1878,0	15,1
JL29_77	243	1,07	13,1835	2,03%	0,0562	1,09%	471,3	9,2	461,1	24,0	471,3	9,2
JL29_76	863	1,33	11,0902	1,97%	0,0586	0,90%	556,5	10,5	553,2	19,6	556,5	10,5
JL29_75	167	0,88	13,3157	2,07%	0,0569	1,12%	466,8	9,3	487,2	24,6	466,8	9,3
JL29_74	604	0,73	13,2681	1,97%	0,0562	0,93%	468,4	8,9	459,0	20,6	468,4	8,9

CONTINUACIÓN TABLA I. DATOS ANALÍTICOS U-Pb LA-ICP-MS DE ESTE TRABAJO.

análisis	Razones isotópicas						Edad (Ma)					
	U ppm	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁶ Pb- ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	Edad (Ma)	±1σ
JL-29 Estratos de Cerro Limón Verde DCIv												
JL29_73	78	1,23	9,8949	2,21%	0,0655	1,62%	620,6	13,0	789,5	33,6	620,6	13,0
JL29_72	262	0,48	11,1706	2,05%	0,0615	1,06%	552,7	10,9	658,3	22,5	552,7	10,9
JL29_71	203	1,05	5,0155	2,01%	0,0789	0,93%	1172,0	21,5	1170,4	18,3	1170,4	18,3
JL29_70	334	0,49	9,6246	2,03%	0,0607	0,95%	637,2	12,3	628,2	20,3	637,2	12,3
JL29_69	312	0,86	5,1174	2,20%	0,0784	0,93%	1150,6	23,1	1156,5	18,3	1156,5	18,3
JL29_68	116	0,38	6,2208	2,09%	0,0717	1,08%	960,9	18,7	978,1	21,8	960,9	18,7
JL29_67	291	0,37	12,6317	2,36%	0,0538	1,30%	491,1	11,1	362,5	29,1	491,1	11,1
JL29_66	970	0,87	11,3238	1,96%	0,0593	0,91%	545,5	10,2	579,0	19,7	545,5	10,2
JL29_65*	779	1,32	13,2860	2,06%	0,0691	1,31%	467,8	9,3	900,6	26,9	467,8	9,3
JL29_64	611	0,25	9,5509	1,98%	0,0616	0,91%	641,9	12,1	659,8	19,4	641,9	12,1
JL29_63	100	0,43	5,9568	2,13%	0,0763	1,15%	1000,4	19,7	1102,9	22,8	1102,9	22,8
JL29_62	500	0,54	3,0847	1,99%	0,1115	0,85%	1810,1	31,3	1824,3	15,4	1824,3	15,4
JL29_61	135	0,62	5,9974	2,03%	0,0715	1,00%	994,1	18,7	971,7	20,3	994,1	18,7
JL29_60	70	2,39	14,3268	2,21%	0,0559	1,52%	434,9	9,3	448,9	33,5	434,9	9,3
JL29_59	400	0,49	12,9152	2,07%	0,0568	0,80%	480,8	9,6	482,1	17,6	480,8	9,6
JL29_58	128	1,39	4,9232	1,96%	0,0810	0,73%	1192,1	21,3	1220,5	14,3	1220,5	14,3
JL29_57	716	0,13	13,0677	1,91%	0,0565	0,65%	475,3	8,8	470,5	14,4	475,3	8,8
JL29_56	939	0,12	9,9778	1,89%	0,0599	0,58%	615,7	11,1	599,2	12,5	615,7	11,1
JL29_55	263	0,41	4,8100	1,94%	0,0812	0,63%	1217,6	21,4	1226,7	12,3	1226,7	12,3
JL29_54	485	0,23	11,6265	1,87%	0,0575	0,74%	531,9	9,6	509,5	16,2	531,9	9,6
JL29_53	492	3,20	14,1311	2,09%	0,0561	1,12%	440,8	8,9	458,1	24,7	440,8	8,9
JL29_52	427	0,85	6,4031	2,11%	0,0715	0,75%	935,5	18,3	970,3	15,2	935,5	18,3
JL29_51	539	0,58	11,3915	1,92%	0,0586	0,69%	542,4	10,0	552,9	15,0	542,4	10,0
JL29_50	612	0,37	5,0910	1,99%	0,0774	0,67%	1156,1	21,0	1130,8	13,2	1130,8	13,2
JL29_49	217	0,53	5,7989	1,90%	0,0734	0,68%	1025,6	18,0	1024,2	13,7	1024,2	13,7
JL29_48	679	0,34	10,5130	1,88%	0,0591	0,66%	585,7	10,5	570,9	14,4	585,7	10,5
JL29_47	662	0,80	12,7643	1,92%	0,0570	0,69%	486,2	9,0	492,0	15,1	486,2	9,0
JL29_46*	451	0,48	5,4956	1,92%	0,0734	0,59%	1077,7	19,0	1024,9	12,0	1024,9	12,0
JL29_45	729	0,60	12,7420	1,91%	0,0573	0,66%	487,0	8,9	504,3	14,4	487,0	8,9
JL29_44	530	0,61	13,2546	1,88%	0,0565	0,74%	468,9	8,5	472,3	16,3	468,9	8,5
JL29_43	300	0,95	5,7995	1,94%	0,0812	0,81%	1025,5	18,4	1226,1	15,9	1226,1	15,9
JL29_42	265	0,31	5,9493	1,92%	0,0730	0,66%	1001,6	17,8	1015,1	13,3	1015,1	13,3
JL29_41	1.388	0,24	8,5476	1,88%	0,0630	0,58%	713,2	12,7	709,5	12,3	713,2	12,7
JL29_40	1.018	0,44	9,9787	2,26%	0,0608	0,75%	615,7	13,3	632,5	16,0	615,7	13,3
JL29_39	671	0,48	10,0614	2,31%	0,0615	0,78%	610,8	13,4	658,3	16,7	610,8	13,4
JL29_38	69	0,62	11,8009	2,57%	0,0587	1,44%	524,3	12,9	557,8	31,1	524,3	12,9
JL29_37	210	0,44	12,2784	2,37%	0,0582	1,04%	504,7	11,5	538,4	22,6	504,7	11,5
JL29_36	297	0,40	5,8238	2,27%	0,0728	0,81%	1021,5	21,4	1008,1	16,3	1008,1	16,3
JL29_35	625	0,53	5,0792	2,27%	0,0784	0,79%	1158,6	24,0	1157,9	15,7	1157,9	15,7

CONTINUACIÓN TABLA I. DATOS ANALÍTICOS U-Pb LA-ICP-MS DE ESTE TRABAJO.

análisis	Razones isotópicas						Edad (Ma)					
	U ppm	Th/U	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	Edad (Ma)	$\pm 1\sigma$
JL-29 Estratos de Cerro Limón Verde DCIv												
JL29_34	1.565	0,28	8,4034	2,26%	0,0639	0,74%	724,8	15,5	739,4	15,5	724,8	15,5
JL29_33	676	0,14	10,4664	2,62%	0,0631	0,85%	588,2	14,7	710,3	18,0	588,2	14,7
JL29_32	81	0,88	5,5762	2,50%	0,0753	1,08%	1063,3	24,5	1077,2	21,6	1077,2	21,6
JL29_31	340	0,45	4,8751	2,32%	0,0797	0,80%	1202,8	25,4	1189,0	15,8	1189,0	15,8
JL29_30	274	0,40	13,0581	2,34%	0,0564	1,02%	475,7	10,7	469,6	22,4	475,7	10,7
JL29_29	639	0,12	2,9906	2,26%	0,1144	0,71%	1859,6	36,4	1870,3	12,8	1870,3	12,8
JL29_28	261	0,35	5,4143	2,30%	0,0741	0,82%	1092,6	23,0	1043,0	16,4	1043,0	16,4
JL29_27	1.299	0,58	10,1598	2,27%	0,0600	0,74%	605,2	13,1	602,7	15,9	605,2	13,1
JL29_26	882	0,65	9,7923	2,34%	0,0605	0,85%	626,8	13,9	621,8	18,3	626,8	13,9
JL29_25	221	0,25	4,7697	2,32%	0,0812	0,80%	1227,0	25,9	1226,8	15,7	1226,8	15,7
JL29_24	503	0,75	9,7162	2,26%	0,0613	0,79%	631,5	13,6	649,3	16,9	631,5	13,6
JL29_23	720	0,23	5,6954	2,25%	0,0737	0,75%	1042,8	21,6	1033,9	15,1	1033,9	15,1
JL29_22	735	1,06	11,8052	2,24%	0,0580	0,78%	524,2	11,3	528,2	16,9	524,2	11,3
JL29_21	1.079	0,21	11,4718	2,24%	0,0592	0,79%	538,8	11,6	572,7	17,0	538,8	11,6
JL29_20	43	1,17	9,3115	2,81%	0,0626	1,47%	657,6	17,5	694,7	31,0	657,6	17,5
JL29_19	220	0,51	11,3049	2,44%	0,0581	0,96%	546,4	12,7	532,4	20,8	546,4	12,7
JL29_18	201	1,04	5,7949	2,43%	0,0726	0,80%	1026,2	23,0	1003,9	16,2	1003,9	16,2
JL29_17	612	0,85	6,1339	2,41%	0,0718	0,71%	973,6	21,7	979,9	14,4	973,6	21,7
JL29_16*	216	0,47	5,4284	2,46%	0,0738	0,81%	1090,0	24,7	1035,1	16,4	1035,1	16,4
JL29_15	945	0,15	12,7242	2,37%	0,0567	0,77%	487,7	11,1	481,3	16,9	487,7	11,1
JL29_14*	549	0,25	6,0872	2,42%	0,0860	0,71%	980,5	22,0	1338,1	13,7	1338,1	13,7
JL29_13	696	0,86	13,2395	2,40%	0,0565	0,80%	469,4	10,9	470,9	17,7	469,4	10,9
JL29_12	391	1,08	12,6441	2,42%	0,0576	0,86%	490,7	11,4	514,1	18,8	490,7	11,4
JL29_11	673	0,36	13,2703	2,40%	0,0568	0,77%	468,3	10,8	484,0	16,8	468,3	10,8
JL29_10	185	0,60	1,7255	2,40%	0,2318	0,69%	2946,8	56,5	3064,4	10,9	3064,4	10,9
JL29_9	1.399	0,74	13,3893	2,36%	0,0565	0,72%	464,3	10,6	471,9	15,8	464,3	10,6
JL29_8	325	2,51	5,6749	2,37%	0,0741	0,77%	1046,3	22,9	1043,3	15,4	1043,3	15,4
JL29_7	348	0,82	13,5607	2,42%	0,0564	0,98%	458,7	10,7	466,3	21,6	458,7	10,7
JL29_6	1.232	0,56	2,7178	2,37%	0,1259	0,65%	2019,7	40,9	2041,6	11,5	2041,6	11,5
JL29_5	1.415	0,73	5,6556	2,36%	0,0747	0,68%	1049,6	22,9	1059,5	13,6	1059,5	13,6
JL29_4	302	0,36	6,1202	2,38%	0,0720	0,79%	975,6	21,6	985,5	16,0	975,6	21,6
JL29_3	284	0,70	2,6987	2,37%	0,1283	0,68%	2032,0	41,2	2075,0	11,9	2075,0	11,9
JL29_2	395	0,57	11,5789	2,38%	0,0589	0,82%	534,0	12,2	564,9	17,7	534,0	12,2
JL29_1	646	0,40	5,0258	2,37%	0,0803	0,69%	1169,8	25,3	1203,7	13,6	1203,7	13,6
JL-79 Formación Agua Dulce												
JL79_35	122	0,89	20,9450	1,61%	0,0535	1,94%	300,7	4,7	348,1	43,3	300,7	4,7
JL79_34	496	0,66	20,8018	1,45%	0,0538	1,27%	302,7	4,3	361,0	28,3	302,7	4,3
JL79_33	261	0,67	21,3518	1,48%	0,0535	1,43%	295,1	4,3	349,0	32,0	295,1	4,3
JL79_32	202	0,38	21,0451	1,58%	0,0521	1,55%	299,3	4,6	288,9	35,0	299,3	4,6

CONTINUACIÓN TABLA I. DATOS ANALÍTICOS U-Pb LA-ICP-MS DE ESTE TRABAJO.

análisis	Razones isotópicas						Edad (Ma)					
	U ppm	Th/U	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	Edad (Ma)	$\pm 1\sigma$
JL-79 Formación Agua Dulce												
JL79_31	215	0,78	19,9370	1,59%	0,0635	1,82%	315,5	4,9	724,6	38,1	315,5	4,9
JL79_30	280	0,49	22,0194	2,21%	0,0577	2,13%	286,3	6,2	519,2	46,0	286,3	6,2
JL79_28	264	0,52	21,4106	1,62%	0,0540	1,45%	294,3	4,7	372,3	32,2	294,3	4,7
JL79_27	254	0,65	12,0327	3,45%	0,1414	6,48%	514,6	17,1	2244,4	107,8	514,6	17,1
JL79_26	292	0,55	20,2940	1,51%	0,0529	1,44%	310,1	4,6	324,3	32,4	310,1	4,6
JL79_25	543	0,76	21,0384	1,42%	0,0528	1,25%	299,4	4,2	320,5	28,1	299,4	4,2
JL79_24	333	0,57	20,9470	1,49%	0,0534	1,39%	300,6	4,4	347,8	31,1	300,6	4,4
JL79_23	1.388	0,62	21,2775	1,54%	0,0526	1,24%	296,1	4,4	312,4	27,9	296,1	4,4
JL79_22	339	0,57	21,2286	1,57%	0,0529	1,44%	296,7	4,5	325,1	32,3	296,7	4,5
JL79_21	413	0,79	20,3012	1,45%	0,0572	1,35%	310,0	4,4	500,7	29,5	310,0	4,4
JL79_20	170	0,81	20,8472	1,32%	0,0523	1,48%	302,0	3,9	299,0	33,4	302,0	3,9
JL79_19	89	0,78	21,8069	1,55%	0,0527	2,03%	289,0	4,4	317,6	45,4	289,0	4,4
JL79_18	187	0,56	21,6211	13,10%	0,0544	2,11%	291,5	37,2	386,9	46,6	291,5	37,2
JL79_17	194	0,54	20,7366	2,05%	0,0548	1,97%	303,6	6,1	405,8	43,5	303,6	6,1
JL79_16	174	0,43	20,0688	1,49%	0,0635	1,44%	313,5	4,6	725,6	30,3	313,5	4,6
JL79_15	457	1,12	65,3809	1,38%	0,0476	1,53%	97,9	1,3	79,3	35,9	97,9	1,3
JL79_14	405	0,66	20,1749	1,29%	0,0531	1,13%	311,9	3,9	332,7	25,5	311,9	3,9
JL79_13	128	1,00	21,2207	1,47%	0,0515	1,59%	296,8	4,3	261,8	36,0	296,8	4,3
JL79_12	799	1,37	20,2940	1,26%	0,0525	1,06%	310,1	3,8	308,7	24,0	310,1	3,8
JL79_11	97	1,16	21,0700	1,77%	0,0528	1,79%	298,9	5,2	318,5	40,2	298,9	5,2
JL79_10	383	0,57	20,6061	1,24%	0,0525	1,17%	305,5	3,7	308,0	26,5	305,5	3,7
JL79_9	145	0,85	21,1417	1,51%	0,0534	1,52%	297,9	4,4	347,7	34,0	297,9	4,4
JL79_8	444	0,60	20,0796	1,38%	0,0544	1,20%	313,3	4,2	386,8	26,8	313,3	4,2
JL79_7	117	0,72	21,1596	1,60%	0,0537	1,72%	297,7	4,7	356,4	38,4	297,7	4,7
JL79_6	359	0,62	21,5491	1,27%	0,0525	1,23%	292,4	3,6	307,7	27,8	292,4	3,6
JL79_5	122	0,89	21,9567	1,39%	0,0574	1,62%	287,1	3,9	507,8	35,2	287,1	3,9
JL79_3	350	0,84	21,2258	1,50%	0,0540	1,47%	296,8	4,4	370,7	32,7	296,8	4,4
JL79_2	218	0,75	20,8420	1,45%	0,0519	1,36%	302,1	4,3	280,7	30,7	302,1	4,3
JL-27 Formación Agua Dulce												
JL27_34	339	0,67	20,0072	0,90%	0,0534	0,76%	314,4	2,7	344,8	17,2	314,4	2,7
JL27_33	325	0,63	20,7766	0,88%	0,0542	0,82%	303,0	2,6	380,7	18,3	303,0	2,6
JL27_32	238	0,61	19,8116	0,88%	0,0647	1,12%	317,4	2,7	766,1	23,5	317,4	2,7
JL27_31	399	0,90	20,3943	0,86%	0,0529	0,74%	308,6	2,6	325,6	16,8	308,6	2,6
JL27_30	669	0,65	20,3026	0,88%	0,0525	0,69%	309,9	2,7	308,1	15,7	309,9	2,7
JL27_29	424	1,04	20,7259	0,85%	0,0531	0,70%	303,8	2,5	334,0	15,8	303,8	2,5
JL27_28*	248	0,70	21,4924	0,95%	0,0526	0,83%	293,2	2,7	313,1	18,7	293,2	2,7
JL27_27*	378	1,04	21,6562	1,13%	0,0552	1,18%	291,0	3,2	419,6	26,2	291,0	3,2
JL27_26*	276	0,96	21,3448	0,92%	0,0526	0,80%	295,2	2,7	311,9	18,1	295,2	2,7
JL27_25	613	0,64	20,4653	0,83%	0,0533	0,66%	307,5	2,5	343,3	14,8	307,5	2,5

CONTINUACIÓN TABLA I. DATOS ANALÍTICOS U-Pb LA-ICP-MS DE ESTE TRABAJO.

análisis	Razones isotópicas						Edad (Ma)					
	U ppm	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁶ Pb- ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	Edad (Ma)	±1σ
JL-27 Formación Agua Dulce												
JL27_24	538	0,51	20,2536	1,07%	0,0549	0,81%	310,7	3,2	406,6	18,0	310,7	3,2
JL27_23	501	0,63	20,6449	0,87%	0,0554	0,79%	304,9	2,6	427,5	17,6	304,9	2,6
JL27_22	392	0,91	20,5730	0,89%	0,0526	0,76%	306,0	2,7	310,4	17,2	306,0	2,7
JL27_21	281	0,81	20,8243	0,91%	0,0539	0,88%	302,4	2,7	366,3	19,8	302,4	2,7
JL27_20	243	0,91	20,8775	1,57%	0,0526	1,78%	301,6	4,6	311,8	40,1	301,6	4,6
JL27_19*	375	0,51	21,3036	0,98%	0,0548	0,86%	295,7	2,8	404,3	19,1	295,7	2,8
JL27_18	296	0,77	20,9943	0,92%	0,0541	0,85%	300,0	2,7	376,9	19,0	300,0	2,7
JL27_17	275	0,67	20,4169	0,87%	0,0550	0,80%	308,3	2,6	410,4	17,7	308,3	2,6
JL27_16	347	0,64	21,1701	0,88%	0,0541	0,77%	297,5	2,6	373,9	17,3	297,5	2,6
JL27_15	310	0,79	20,9037	0,90%	0,0530	0,88%	301,2	2,7	328,0	19,8	301,2	2,7
JL27_13	335	0,71	20,2660	0,90%	0,0530	0,88%	310,5	2,7	329,1	19,9	310,5	2,7
JL27_11*	245	0,70	21,1309	1,88%	0,0884	3,79%	298,1	5,5	1391,4	71,0	298,1	5,5
JL27_10	230	0,51	20,3832	0,94%	0,0562	0,94%	308,7	2,8	461,2	20,7	308,7	2,8
JL27_9	245	0,87	20,6488	1,14%	0,0577	1,21%	304,9	3,4	519,3	26,3	304,9	3,4
JL27_8	256	0,72	20,2433	0,93%	0,0527	0,91%	310,8	2,8	318,0	20,5	310,8	2,8
JL27_7	261	0,52	20,4951	0,96%	0,0543	0,95%	307,1	2,9	383,2	21,1	307,1	2,9
JL27_6	210	0,85	20,4862	1,10%	0,0648	1,17%	307,2	3,3	766,9	24,5	307,2	3,3
JL27_5*	158	0,45	21,4845	1,42%	0,0542	1,65%	293,3	4,1	381,3	36,7	293,3	4,1
JL27_4	195	0,89	20,9093	1,04%	0,0541	1,12%	301,2	3,1	376,4	25,0	301,2	3,1
JL27_3*	577	0,71	15,2662	1,16%	0,0593	0,95%	409,0	4,6	577,9	20,6	409,0	4,6
JL27_2	446	0,95	20,9514	0,95%	0,0545	0,90%	300,6	2,8	392,5	20,0	300,6	2,8
JL27_1	477	0,78	20,9593	1,29%	0,0646	1,02%	300,5	3,8	761,2	21,3	300,5	3,8
JL-67 Intrusivos del Carbonífero Inferior Cmi												
JL67_29	2.470	1,38	18,5119	0,89%	0,0540	0,76%	339,2	2,9	370,6	17,0	339,2	2,9
JL67_28	1.657	0,53	19,6331	0,94%	0,0530	0,78%	320,3	2,9	329,7	17,6	320,3	2,9
JL67_27	837	0,69	19,7539	0,87%	0,0548	0,91%	318,3	2,7	402,4	20,3	318,3	2,7
JL67_26	408	0,71	19,8944	0,95%	0,0543	1,11%	316,2	2,9	381,5	24,8	316,2	2,9
JL67_25	3.774	0,50	22,9809	0,84%	0,0534	0,72%	274,6	2,3	347,9	16,2	274,6	2,3
JL67_24	2.713	1,18	19,6240	0,91%	0,0536	0,74%	320,4	2,9	354,9	16,7	320,4	2,9
JL67_23	2.941	0,85	19,6810	0,86%	0,0534	0,73%	319,5	2,7	344,5	16,4	319,5	2,7
JL67_22	419	0,81	21,1670	1,08%	0,0563	1,16%	297,6	3,1	464,8	25,5	297,6	3,1
JL67_21	5.462	0,90	26,0093	1,01%	0,0535	0,72%	243,2	2,4	348,5	16,3	243,2	2,4
JL67_20	3.303	0,82	19,1803	0,88%	0,0531	0,73%	327,6	2,8	331,9	16,5	327,6	2,8
JL67_19	5.216	0,87	19,1819	0,93%	0,0544	0,68%	327,6	3,0	389,2	15,2	327,6	3,0
JL67_18	1.820	0,82	18,7713	0,86%	0,0531	1,13%	334,6	2,8	335,0	25,4	334,6	2,8
JL67_17	1.338	0,89	19,0675	0,87%	0,0532	1,16%	329,5	2,8	337,4	26,0	329,5	2,8
JL67_16	1.347	0,83	19,5667	0,93%	0,0537	1,18%	321,3	2,9	359,7	26,4	321,3	2,9
JL67_15	2.369	0,91	18,8710	0,90%	0,0531	1,09%	332,9	2,9	331,5	24,6	332,9	2,9
JL67_14	3.400	0,88	20,0601	0,86%	0,0535	1,05%	313,6	2,6	349,2	23,7	313,6	2,6

CONTINUACIÓN TABLA I. DATOS ANALÍTICOS U-Pb LA-ICP-MS DE ESTE TRABAJO.

análisis	Razones isotópicas						Edad (Ma)					
	U ppm	Th/U	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	Edad (Ma)	$\pm 1\sigma$
JL-67 Intrusivos del Carbonífero Inferior Cmi												
JL67_13	3.637	1,18	25,1048	0,85%	0,0561	1,09%	251,8	2,1	457,2	24,1	251,8	2,1
JL67_12	1.732	0,86	19,2896	0,90%	0,0534	1,17%	325,8	2,9	346,4	26,1	325,8	2,9
JL67_11	2.690	0,92	19,9529	1,03%	0,0541	1,09%	315,2	3,2	376,8	24,4	315,2	3,2
JL67_10	433	0,68	19,5399	0,94%	0,0539	1,31%	321,7	2,9	366,8	29,3	321,7	2,9
JL67_9	731	0,68	19,3884	0,92%	0,0534	1,21%	324,2	2,9	346,5	27,2	324,2	2,9
JL67_8	843	0,66	19,2657	0,92%	0,0537	1,22%	326,2	2,9	359,0	27,3	326,2	2,9
JL67_7	1.371	0,77	18,6422	0,87%	0,0531	1,16%	336,8	2,9	333,5	26,0	336,8	2,9
JL67_6	1.730	0,66	19,3817	0,88%	0,0529	1,13%	324,3	2,8	322,7	25,4	324,3	2,8
JL67_5	1.899	0,79	18,8400	0,86%	0,0532	1,11%	333,4	2,8	336,9	24,9	333,4	2,8
JL67_4	2.718	0,76	19,2681	0,95%	0,0545	1,08%	326,2	3,0	391,1	24,0	326,2	3,0
JL67_3	1.278	0,81	19,3508	0,92%	0,0535	1,17%	324,8	2,9	350,7	26,3	324,8	2,9
JL67_2	2.755	1,08	25,4834	1,07%	0,0545	1,09%	248,1	2,6	393,5	24,2	248,1	2,6
JL67_1	601	0,66	19,0821	1,02%	0,0532	1,31%	329,3	3,3	338,6	29,5	329,3	3,3
JL-03 Intrusivos del Carbonífero Inferior Cmi												
JL03_35	98	0,67	22,0192	2,48%	0,0552	1,74%	286,3	6,9	419,9	38,3	286,3	6,9
JL03_34	317	1,48	19,7758	1,10%	0,0523	0,94%	318,0	3,4	300,5	21,3	318,0	3,4
JL03_33	118	1,13	19,5126	1,33%	0,0547	1,39%	322,2	4,2	399,9	30,8	322,2	4,2
JL03_32	207	1,16	19,7057	1,27%	0,0594	1,30%	319,1	3,9	580,4	28,1	319,1	3,9
JL03_31	218	0,94	19,3706	1,33%	0,0530	1,17%	324,5	4,2	327,0	26,4	324,5	4,2
JL03_30	162	1,01	19,0689	1,23%	0,0539	1,04%	329,5	3,9	367,9	23,4	329,5	3,9
JL03_29	228	1,41	18,2340	1,34%	0,0543	1,12%	344,2	4,5	381,9	25,1	344,2	4,5
JL03_28	99	0,87	19,0419	1,73%	0,0926	2,63%	329,9	5,6	1480,3	49,0	329,9	5,6
JL03_27	141	0,97	19,5205	1,28%	0,0552	1,24%	322,1	4,0	421,3	27,5	322,1	4,0
JL03_26	201	1,05	20,1508	1,23%	0,0529	1,12%	312,2	3,7	324,1	25,1	312,2	3,7
JL03_25	150	1,44	17,3598	1,67%	0,0899	1,35%	361,0	5,8	1422,8	25,7	361,0	5,8
JL03_23	233	1,30	19,7611	1,26%	0,0603	1,29%	318,2	3,9	613,2	27,6	318,2	3,9
JL03_22	196	1,25	19,4033	1,22%	0,0537	1,32%	324,0	3,8	359,2	29,5	324,0	3,8
JL03_21	87	1,23	19,3848	1,38%	0,0669	2,18%	324,3	4,3	833,7	44,8	324,3	4,3
JL03_20	224	1,59	19,6890	1,23%	0,0572	1,32%	319,4	3,8	499,5	28,9	319,4	3,8
JL03_19	218	1,31	19,4926	1,09%	0,0515	1,27%	322,5	3,4	265,4	28,9	322,5	3,4
JL03_18	111	0,99	20,4970	1,99%	0,0696	2,40%	307,1	6,0	917,1	48,6	307,1	6,0
JL03_17	225	1,25	19,3870	1,27%	0,0560	1,27%	324,2	4,0	454,3	28,0	324,2	4,0
JL03_16	61	1,16	18,2195	2,62%	0,1462	2,82%	344,5	8,8	2301,4	47,7	344,5	8,8
JL03_15	126	1,05	20,5811	1,52%	0,0602	1,97%	305,8	4,5	611,1	42,1	305,8	4,5
JL03_14	99	0,82	17,7496	12,98%	0,0648	3,19%	353,3	44,5	766,7	65,9	353,3	44,5
JL03_13	178	2,74	22,2766	1,29%	0,1152	4,64%	283,1	3,6	1883,7	81,3	283,1	3,6
JL03_12	158	0,83	19,0738	1,31%	0,0521	1,39%	329,4	4,2	289,1	31,5	329,4	4,2
JL03_11	931	0,27	20,6475	1,49%	0,0682	1,66%	304,9	4,4	873,8	34,0	304,9	4,4
JL03_8	453	0,25	19,1290	1,66%	0,0831	2,00%	328,5	5,3	1272,5	38,5	328,5	5,3

CONTINUACIÓN TABLA I. DATOS ANALÍTICOS U-Pb LA-ICP-MS DE ESTE TRABAJO.

análisis	Razones isotópicas						Edad (Ma)					
	U ppm	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁶ Pb- ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	Edad (Ma)	±1σ
JL-03 Intrusivos del Carbonífero Inferior Cmi												
JL03_7	225	1,35	20,7149	1,18%	0,0544	1,21%	303,9	3,5	388,8	26,9	303,9	3,5
JL03_6	203	1,02	18,7729	1,44%	0,0636	1,41%	334,6	4,7	728,7	29,7	334,6	4,7
JL03_5	453	1,41	20,8850	1,48%	0,0672	1,32%	301,5	4,4	843,6	27,2	301,5	4,4
JL03_4	504	0,72	19,7914	1,48%	0,0549	0,96%	317,8	4,6	406,4	21,3	317,8	4,6
JL03_3	1.629	1,27	19,7512	1,28%	0,0680	2,04%	318,4	4,0	870,1	41,7	318,4	4,0
JL03_2	351	0,45	20,4095	1,44%	0,0811	2,13%	308,4	4,3	1223,5	41,3	308,4	4,3
JL03_1	287	0,83	30,5379	2,86%	0,1414	3,15%	207,7	5,8	2244,1	53,4	207,7	5,8
JL-93 Intrusivos del Carbonífero- Pérmico CPI(i)												
JL93_35	278	0,81	22,1693	1,25%	0,0526	1,13%	284,4	3,5	311,3	25,5	284,4	3,5
JL93_34	166	0,81	21,9535	1,22%	0,0584	1,30%	287,1	3,4	543,3	28,2	287,1	3,4
JL93_33	192	0,90	21,8381	1,20%	0,0568	1,30%	288,6	3,4	485,7	28,5	288,6	3,4
JL93_32	266	1,01	22,0973	1,23%	0,0575	1,21%	285,3	3,4	509,6	26,3	285,3	3,4
JL93_31	414	1,26	22,7313	1,22%	0,0544	0,98%	277,5	3,3	386,5	21,8	277,5	3,3
JL93_30	196	0,85	21,6801	1,23%	0,0637	1,33%	290,7	3,5	733,1	27,9	290,7	3,5
JL93_29	310	0,88	22,3540	1,33%	0,0556	1,15%	282,1	3,7	435,0	25,4	282,1	3,7
JL93_28	172	0,57	23,3362	2,07%	0,0543	2,63%	270,5	5,5	383,9	58,0	270,5	5,5
JL93_27	85	1,23	21,9696	1,49%	0,0566	1,74%	286,9	4,2	477,1	38,1	286,9	4,2
JL93_26	165	0,90	21,6956	1,28%	0,0540	1,40%	290,5	3,6	369,4	31,3	290,5	3,6
JL93_25	203	0,76	22,5649	1,62%	0,0527	1,22%	279,5	4,4	314,5	27,5	279,5	4,4
JL93_24	98	0,94	21,2776	1,43%	0,0517	1,86%	296,1	4,1	271,6	42,1	296,1	4,1
JL93_23	198	0,86	21,8919	1,37%	0,0531	1,30%	287,9	3,8	334,7	29,2	287,9	3,8
JL93_22	137	0,47	21,5175	1,25%	0,0524	1,33%	292,8	3,6	302,8	30,1	292,8	3,6
JL93_21	221	0,71	21,0916	1,32%	0,0549	1,22%	298,6	3,9	407,9	27,1	298,6	3,9
JL93_20	292	0,71	22,5154	1,55%	0,0525	1,48%	280,1	4,2	308,2	33,5	280,1	4,2
JL93_19	373	0,30	20,6079	1,72%	0,0528	1,43%	305,5	5,1	319,3	32,1	305,5	5,1
JL93_18	173	0,65	22,0381	1,64%	0,0535	1,62%	286,1	4,6	350,2	36,2	286,1	4,6
JL93_17	214	0,71	22,0770	1,99%	0,0537	1,61%	285,6	5,6	356,4	36,0	285,6	5,6
JL93_16	212	0,72	21,8227	1,46%	0,0560	1,45%	288,8	4,1	450,6	32,0	288,8	4,1
JL93_15	242	0,88	21,3279	1,44%	0,0523	1,48%	295,4	4,2	300,0	33,3	295,4	4,2
JL93_14	665	0,79	21,5921	1,50%	0,0526	1,27%	291,8	4,3	311,3	28,8	291,8	4,3
JL93_13	306	0,62	21,1068	1,51%	0,0537	1,38%	298,4	4,4	357,8	30,8	298,4	4,4
JL93_12	203	0,72	21,5435	1,54%	0,0625	1,52%	292,5	4,4	692,7	32,2	292,5	4,4
JL93_11	144	0,57	21,9993	1,60%	0,0520	1,57%	286,6	4,5	287,5	35,5	286,6	4,5
JL93_10	220	1,06	21,2833	1,44%	0,0521	1,52%	296,0	4,2	289,0	34,4	296,0	4,2
JL93_9	221	0,76	21,8891	1,38%	0,0561	1,53%	288,0	3,9	456,8	33,6	288,0	3,9
JL93_8	321	0,76	22,4193	1,56%	0,0612	1,40%	281,3	4,3	645,0	29,8	281,3	4,3
JL93_7	527	0,79	21,7427	1,43%	0,0527	1,30%	289,9	4,1	314,9	29,4	289,9	4,1
JL93_6	289	0,96	21,6058	1,55%	0,0538	1,52%	291,7	4,4	364,8	34,0	291,7	4,4
JL93_5	284	0,88	21,3213	1,11%	0,0543	0,94%	295,5	3,2	385,0	21,0	295,5	3,2

CONTINUACIÓN TABLA I. DATOS ANALÍTICOS U-Pb LA-ICP-MS DE ESTE TRABAJO.

análisis	Razones isotópicas						Edad (Ma)					
	U ppm	Th/U	$^{238}\text{U}/$ ^{206}Pb	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}-$ ^{238}U	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm 1\sigma$	Edad (Ma)	$\pm 1\sigma$
JL-93 Intrusivos del Carbonífero – Pérmico CPI(i)												
JL93_4	312	0,99	20,9853	1,12%	0,0520	0,90%	300,1	3,3	285,2	20,4	300,1	3,3
JL93_3	402	1,00	21,2914	1,21%	0,0529	0,79%	295,9	3,5	325,9	17,9	295,9	3,5
JL93_2	171	0,71	21,3156	1,29%	0,0526	1,11%	295,5	3,7	310,3	25,0	295,5	3,7
JL93_1	208	0,70	21,3807	1,23%	0,0516	1,03%	294,7	3,6	269,5	23,5	294,7	3,6
JL-87 Intrusivos del Carbonífero – Pérmico CPI (c)												
JL87_35	134	0,52	21,9603	1,54%	0,0540	1,29%	287,1	4,3	369,2	28,9	287,1	4,3
JL87_34	231	0,51	21,8383	1,38%	0,0520	1,02%	288,6	3,9	286,5	23,1	288,6	3,9
JL87_33	140	0,53	21,9304	1,53%	0,0533	1,82%	287,4	4,3	339,6	40,8	287,4	4,3
JL87_32	158	0,78	21,6221	1,42%	0,0577	1,39%	291,5	4,0	519,5	30,2	291,5	4,0
JL87_31	151	0,50	21,4598	1,34%	0,0517	1,36%	293,6	3,8	270,9	30,8	293,6	3,8
JL87_29	153	0,55	21,7596	1,33%	0,0515	1,40%	289,7	3,8	261,8	31,9	289,7	3,8
JL87_28	169	0,37	21,5904	1,37%	0,0525	1,21%	291,9	3,9	308,1	27,3	291,9	3,9
JL87_27	256	0,81	22,5795	1,74%	0,0606	1,08%	279,4	4,7	626,0	23,2	279,4	4,7
JL87_26	235	0,96	21,6172	1,89%	0,0556	1,33%	291,5	5,4	437,3	29,3	291,5	5,4
JL87_25	186	0,68	21,9441	1,23%	0,0528	1,17%	287,3	3,5	321,4	26,4	287,3	3,5
JL87_24	123	0,78	20,9395	1,42%	0,0526	1,43%	300,7	4,2	309,5	32,3	300,7	4,2
JL87_23	134	0,67	21,8438	3,09%	0,0522	1,92%	288,6	8,7	292,5	43,2	288,6	8,7
JL87_22	163	0,63	21,5111	1,33%	0,0517	1,19%	292,9	3,8	272,1	27,1	292,9	3,8
JL87_21	115	0,77	21,3571	1,41%	0,0645	1,29%	295,0	4,1	757,8	27,1	295,0	4,1
JL87_20	200	0,59	22,1412	1,35%	0,0530	1,21%	284,8	3,8	327,8	27,3	284,8	3,8
JL87_19	158	0,85	18,8160	1,38%	0,0579	1,38%	333,8	4,5	524,4	30,1	333,8	4,5
JL87_18	89	0,61	21,4228	1,56%	0,0524	1,61%	294,1	4,5	303,4	36,4	294,1	4,5
JL87_17	167	0,60	22,3728	1,32%	0,0516	1,36%	281,9	3,6	269,6	31,0	281,9	3,6
JL87_16	136	1,37	22,1933	1,65%	0,0554	1,66%	284,1	4,6	428,3	36,5	284,1	4,6
JL87_15	174	0,92	21,7066	1,35%	0,0657	1,26%	290,3	3,8	796,7	26,2	290,3	3,8
JL87_14	176	0,79	21,5437	1,88%	0,0665	1,64%	292,5	5,4	822,7	33,9	292,5	5,4
JL87_13	114	0,71	21,9113	1,49%	0,0530	1,48%	287,7	4,2	328,0	33,3	287,7	4,2
JL87_12	243	0,47	22,3294	1,29%	0,0538	1,10%	282,4	3,6	363,4	24,6	282,4	3,6
JL87_11	176	0,72	21,9086	1,37%	0,0505	1,15%	287,7	3,8	219,9	26,5	287,7	3,8
JL87_10	152	0,53	21,9888	1,32%	0,0540	1,34%	286,7	3,7	371,0	30,0	286,7	3,7
JL87_8	150	0,49	21,9350	1,37%	0,0531	1,30%	287,4	3,8	333,5	29,2	287,4	3,8
JL87_7	147	0,54	21,6397	1,45%	0,0539	1,28%	291,2	4,1	367,3	28,6	291,2	4,1
JL87_6	130	0,53	21,6554	1,44%	0,0588	1,43%	291,0	4,1	559,2	30,9	291,0	4,1
JL87_5	157	0,54	22,0723	1,33%	0,0540	1,23%	285,6	3,7	371,4	27,5	285,6	3,7
JL87_4	163	0,89	21,1840	1,35%	0,0535	1,16%	297,3	3,9	349,6	26,0	297,3	3,9
JL87_3	157	0,64	21,4148	1,36%	0,0535	1,15%	294,2	3,9	348,0	25,9	294,2	3,9
JL87_2	122	0,59	21,7721	1,65%	0,0529	1,46%	289,5	4,7	325,9	32,8	289,5	4,7
JL87_1	312	0,46	21,2504	1,41%	0,0561	0,98%	296,4	4,1	456,1	21,5	296,4	4,1

CONTINUACIÓN TABLA I. DATOS ANALÍTICOS U-Pb LA-ICP-MS DE ESTE TRABAJO.

análisis	Razones isotópicas						Edad (Ma)					
	U ppm	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁶ Pb- ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	Edad (Ma)	±1σ
JL-20 Intrusivos del Carbonífero – Pérmico CPI(e)												
JL20_38	119	1,00	22,0825	1,43%	0,0510	1,98%	285,5	4,0	240,2	45,1	285,5	4,0
JL20_37	175	0,73	21,6247	1,58%	0,0582	2,57%	291,4	4,5	537,7	55,2	291,4	4,5
JL20_36	451	0,60	21,9854	0,96%	0,0519	1,13%	286,7	2,7	282,6	25,8	286,7	2,7
JL20_35	411	0,51	21,2051	1,01%	0,0521	1,07%	297,1	2,9	290,0	24,2	297,1	2,9
JL20_34	102	0,92	21,0614	1,29%	0,0540	1,89%	299,0	3,8	373,1	42,1	299,0	3,8
JL20_33	64	0,79	21,0844	1,70%	0,0653	2,39%	298,7	4,9	783,2	49,5	298,7	4,9
JL20_32	158	1,17	21,7735	1,18%	0,0514	1,70%	289,5	3,3	259,7	38,5	289,5	3,3
JL20_31	121	0,87	22,0978	1,34%	0,0584	2,43%	285,3	3,7	546,2	52,2	285,3	3,7
JL20_29	244	0,47	19,4635	3,22%	0,0638	1,86%	323,0	10,1	736,2	38,8	323,0	10,1
JL20_27	136	0,91	21,7440	1,26%	0,0532	1,56%	289,9	3,6	337,4	34,9	289,9	3,6
JL20_26	94	1,07	21,0838	1,45%	0,0599	1,74%	298,7	4,2	598,4	37,3	298,7	4,2
JL20_25	106	0,78	22,6886	2,88%	0,0549	4,50%	278,0	7,8	407,9	97,6	278,0	7,8
JL20_24	257	0,96	22,4214	1,37%	0,0531	1,73%	281,3	3,8	334,8	38,8	281,3	3,8
JL20_22	123	1,04	21,9329	1,44%	0,0522	1,73%	287,4	4,1	294,7	39,0	287,4	4,1
JL20_21	153	0,88	20,6255	1,21%	0,0532	1,81%	305,2	3,6	339,2	40,6	305,2	3,6
JL20_20	632	1,67	21,9460	0,92%	0,0609	1,73%	287,2	2,6	635,9	36,8	287,2	2,6
JL20_19	217	0,93	20,7853	1,11%	0,0528	1,60%	302,9	3,3	318,3	35,9	302,9	3,3
JL20_18	361	0,87	21,6274	1,72%	0,0510	2,48%	291,4	4,9	240,2	56,2	291,4	4,9
JL20_17	154	0,83	20,7377	1,36%	0,0531	1,76%	303,6	4,0	334,0	39,4	303,6	4,0
JL20_16	226	0,77	20,5195	1,13%	0,0520	1,54%	306,7	3,4	287,0	34,9	306,7	3,4
JL20_15	124	1,18	22,4890	1,37%	0,0516	1,94%	280,5	3,8	268,5	43,8	280,5	3,8
JL20_13	454	0,72	21,2836	1,13%	0,0596	1,34%	296,0	3,3	587,9	28,9	296,0	3,3
JL20_11	183	1,21	21,9173	1,28%	0,0577	1,86%	287,6	3,6	518,7	40,4	287,6	3,6
JL20_10	238	1,19	20,7759	1,26%	0,0529	1,49%	303,0	3,7	325,3	33,5	303,0	3,7
JL20_9	209	1,25	22,2768	1,45%	0,0568	1,90%	283,1	4,0	484,8	41,5	283,1	4,0
JL20_8	213	1,12	21,0624	1,21%	0,0543	1,65%	299,0	3,5	384,7	36,7	299,0	3,5
JL20_7	119	0,88	21,5623	1,52%	0,0518	1,88%	292,2	4,4	275,4	42,4	292,2	4,4
JL20_6	117	0,96	22,0969	1,53%	0,0577	2,61%	285,3	4,3	519,5	56,2	285,3	4,3
JL20_5	295	0,92	21,0771	1,38%	0,0534	1,41%	298,8	4,0	346,0	31,6	298,8	4,0
JL20_4	242	0,79	21,3151	1,12%	0,0521	1,56%	295,6	3,2	288,1	35,4	295,6	3,2
JL20_3	131	0,70	13,9513	1,22%	0,0557	1,62%	446,3	5,3	439,9	35,5	446,3	5,3
JL20_2	292	1,21	20,6817	1,21%	0,0572	1,43%	304,4	3,6	500,9	31,2	304,4	3,6
JL20_1	325	0,99	14,4032	1,04%	0,0549	1,26%	432,7	4,3	409,3	27,9	432,7	4,3
JL-37 Intrusivos del Carbonífero– Pérmico CPI(d)												
JL37_34*	161	0,92	20,9345	1,07%	0,0531	1,13%	300,8	3,2	332,1	25,4	300,8	3,2
JL37_33	454	1,11	21,2182	0,85%	0,0525	0,84%	296,9	2,5	308,7	19,1	296,9	2,5
JL37_32	404	0,65	21,9623	0,90%	0,0534	0,87%	287,0	2,5	345,5	19,5	287,0	2,5
JL37_31	333	0,76	21,4612	0,92%	0,0544	0,95%	293,6	2,7	385,6	21,2	293,6	2,7
JL37_30	264	0,75	21,1684	0,92%	0,0546	0,94%	297,6	2,7	396,8	20,9	297,6	2,7

CONTINUACIÓN TABLA I. DATOS ANALÍTICOS U-Pb LA-ICP-MS DE ESTE TRABAJO.

análisis	Razones isotópicas						Edad (Ma)					
	U ppm	Th/U	$^{238}\text{U}/$ ^{206}Pb	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}-$ ^{238}U	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm 1\sigma$	Edad (Ma)	$\pm 1\sigma$
JL-37 Intrusivos del Carbonífero – Pérmico CPi(d)												
JL37_29	288	0,91	21,3515	1,12%	0,0530	1,03%	295,1	3,2	329,0	23,1	295,1	3,2
JL37_28	318	0,67	21,8375	0,90%	0,0630	1,05%	288,6	2,5	707,3	22,1	288,6	2,5
JL37_27	227	0,95	21,6492	0,97%	0,0560	0,97%	291,1	2,8	452,0	21,3	291,1	2,8
JL37_26	322	0,87	21,3451	0,85%	0,0527	0,90%	295,1	2,5	316,1	20,4	295,1	2,5
JL37_25	308	0,69	21,2084	1,03%	0,0537	0,98%	297,0	3,0	356,8	21,9	297,0	3,0
JL37_24	225	0,76	21,4780	0,97%	0,0575	1,18%	293,4	2,8	509,8	25,7	293,4	2,8
JL37_23	216	0,66	21,3332	0,95%	0,0522	0,94%	295,3	2,7	293,1	21,3	295,3	2,7
JL37_22	366	0,55	21,8578	0,92%	0,0526	0,89%	288,4	2,6	313,0	20,2	288,4	2,6
JL37_21	371	0,84	21,5441	0,91%	0,0527	0,87%	292,5	2,6	314,8	19,7	292,5	2,6
JL37_20	659	0,79	21,3124	0,90%	0,0531	0,81%	295,6	2,6	334,9	18,3	295,6	2,6
JL37_19	254	0,71	21,7056	0,92%	0,0558	0,98%	290,4	2,6	442,9	21,7	290,4	2,6
JL37_18	931	0,75	21,6129	0,84%	0,0543	0,76%	291,6	2,4	385,0	17,0	291,6	2,4
JL37_17	194	0,64	21,1146	0,96%	0,0574	1,00%	298,3	2,8	506,2	21,9	298,3	2,8
JL37_16	326	0,73	21,5911	0,91%	0,0534	0,91%	291,9	2,6	347,1	20,5	291,9	2,6
JL37_15	155	0,89	21,6880	1,02%	0,0540	1,19%	290,6	2,9	373,0	26,6	290,6	2,9
JL37_13	366	0,88	21,4818	0,95%	0,0536	0,89%	293,3	2,7	353,7	20,0	293,3	2,7
JL37_12	254	0,77	22,3065	0,95%	0,0533	0,97%	282,7	2,6	340,8	21,9	282,7	2,6
JL37_11	332	0,73	21,4487	0,98%	0,0589	0,93%	293,8	2,8	564,2	20,0	293,8	2,8
JL37_10	408	0,55	21,3485	1,07%	0,0532	0,90%	295,1	3,1	338,5	20,3	295,1	3,1
JL37_9	317	1,08	21,7303	0,93%	0,0531	0,95%	290,0	2,6	334,8	21,3	290,0	2,6
JL37_8	308	0,98	21,6284	0,99%	0,0543	1,01%	291,4	2,8	385,3	22,5	291,4	2,8
JL37_7	221	0,97	21,1216	1,10%	0,0670	1,60%	298,2	3,2	838,9	33,1	298,2	3,2
JL37_6*	172	0,83	20,9098	0,94%	0,0530	1,11%	301,2	2,8	329,6	25,0	301,2	2,8
JL37_5	315	1,01	21,7864	0,91%	0,0527	0,95%	289,3	2,6	313,7	21,6	289,3	2,6
JL37_4	227	1,14	21,8341	0,95%	0,0529	0,94%	288,7	2,7	323,1	21,3	288,7	2,7
JL37_3*	215	0,86	22,2140	0,95%	0,0525	1,00%	283,9	2,6	308,7	22,5	283,9	2,6
JL37_2	240	1,01	21,7179	0,97%	0,0531	0,98%	290,2	2,8	334,0	22,1	290,2	2,8
JL37_1	240	1,10	21,9482	0,95%	0,0520	0,96%	287,2	2,7	286,4	21,7	287,2	2,7
JL-39 Intrusivos del Carbonífero– Pérmico CPi(h)												
JL39_35	308	0,44	20,7981	1,28%	0,0526	1,08%	302,7	3,8	309,6	24,5	302,7	3,8
JL39_34	449	0,65	20,9424	1,25%	0,0528	0,85%	300,7	3,7	321,7	19,3	300,7	3,7
JL39_33	4.547	0,25	21,8650	1,41%	0,0601	0,84%	288,3	4,0	608,8	18,2	288,3	4,0
JL39_31	539	0,29	21,0129	1,16%	0,0537	0,94%	299,7	3,4	357,4	21,0	299,7	3,4
JL39_30	253	0,73	21,8512	1,42%	0,0541	0,99%	288,5	4,0	375,1	22,2	288,5	4,0
JL39_29	310	0,55	21,4693	1,25%	0,0535	1,01%	293,5	3,6	349,7	22,7	293,5	3,6
JL39_28	542	0,91	21,2219	1,05%	0,0527	0,87%	296,8	3,1	316,3	19,6	296,8	3,1
JL39_27	244	0,99	20,8097	1,37%	0,0522	1,03%	302,6	4,1	292,9	23,4	302,6	4,1
JL39_26	297	0,78	21,4371	1,21%	0,0541	0,97%	293,9	3,5	375,3	21,7	293,9	3,5
JL39_25	495	0,84	20,8796	1,20%	0,0523	0,88%	301,6	3,5	300,4	19,9	301,6	3,5

CONTINUACIÓN TABLA I. DATOS ANALÍTICOS U-Pb LA-ICP-MS DE ESTE TRABAJO.

análisis	Razones isotópicas						Edad (Ma)					
	U ppm	Th/U	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	Edad (Ma)	$\pm 1\sigma$
JL-39 Intrusivos del Carbonífero- Pérmico CPI(h)												
JL39_23	221	0,66	20,8713	1,30%	0,0607	1,21%	301,7	3,8	630,0	25,8	301,7	3,8
JL39_22	535	0,76	21,9336	1,17%	0,0567	1,15%	287,4	3,3	479,0	25,3	287,4	3,3
JL39_20	179	0,81	21,2126	1,21%	0,0605	1,33%	296,9	3,5	621,6	28,4	296,9	3,5
JL39_19	271	0,66	20,8205	1,59%	0,0526	1,13%	302,4	4,7	311,9	25,6	302,4	4,7
JL39_18	366	0,69	20,8913	1,20%	0,0514	0,97%	301,4	3,5	258,7	22,1	301,4	3,5
JL39_17	389	1,04	21,3640	1,14%	0,0522	0,99%	294,9	3,3	296,2	22,5	294,9	3,3
JL39_16	273	0,70	20,9172	1,11%	0,0540	1,15%	301,0	3,3	370,2	25,7	301,0	3,3
JL39_15	284	0,76	20,9799	1,09%	0,0529	1,12%	300,2	3,2	324,9	25,2	300,2	3,2
JL39_14	354	0,60	21,0586	1,35%	0,0530	0,99%	299,1	3,9	328,6	22,3	299,1	3,9
JL39_13	788	0,63	21,7310	1,01%	0,0534	0,79%	290,0	2,9	346,5	17,8	290,0	2,9
JL39_12	483	0,91	21,1525	1,06%	0,0529	0,89%	297,8	3,1	325,0	20,0	297,8	3,1
JL39_11	648	0,80	21,1207	1,16%	0,0524	0,84%	298,2	3,4	302,5	19,1	298,2	3,4
JL39_10	316	0,73	21,2462	1,19%	0,0525	0,98%	296,5	3,4	306,2	22,1	296,5	3,4
JL39_9	296	0,77	20,9251	1,17%	0,0524	1,04%	300,9	3,4	302,0	23,5	300,9	3,4
JL39_7	272	0,72	20,8205	1,33%	0,0575	1,11%	302,4	3,9	510,2	24,3	302,4	3,9
JL39_6	235	0,86	20,9612	1,22%	0,0521	1,19%	300,4	3,6	288,1	27,0	300,4	3,6
JL39_5	181	0,69	21,1124	1,34%	0,0523	1,30%	298,3	3,9	299,4	29,3	298,3	3,9
JL39_4	451	0,84	22,3767	1,24%	0,0521	0,99%	281,8	3,4	290,3	22,5	281,8	3,4
JL39_3	298	0,61	21,7495	1,32%	0,0524	1,09%	289,8	3,7	303,2	24,8	289,8	3,7
JL39_2	336	1,00	21,4890	1,26%	0,0526	1,06%	293,2	3,6	310,2	24,0	293,2	3,6
JL39_1	263	0,52	21,3164	1,42%	0,0518	1,08%	295,5	4,1	276,4	24,6	295,5	4,1
JL-85 Intrusivos del Carbonífero- Pérmico CPI(a)												
JL85_35	185	0,82	20,4848	1,33%	0,0519	1,13%	307,3	4,0	282,9	25,7	307,3	4,0
JL85_34	105	0,94	21,3151	1,45%	0,0520	1,54%	295,6	4,2	285,3	34,8	295,6	4,2
JL85_33	540	0,58	21,0091	1,34%	0,0518	0,91%	299,8	3,9	278,2	20,8	299,8	3,9
JL85_32	1.380	0,60	21,1229	1,12%	0,0520	0,81%	298,2	3,3	284,2	18,3	298,2	3,3
JL85_30	236	0,97	21,4834	1,32%	0,0523	1,07%	293,3	3,8	300,1	24,2	293,3	3,8
JL85_29	117	0,99	20,9484	1,37%	0,0519	1,62%	300,6	4,0	282,7	36,6	300,6	4,0
JL85_28	818	0,77	20,9447	1,12%	0,0525	0,83%	300,7	3,3	305,3	18,8	300,7	3,3
JL85_27	793	0,59	20,3742	1,20%	0,0513	0,88%	308,9	3,6	255,7	20,0	308,9	3,6
JL85_26	194	0,41	20,8504	1,46%	0,0522	1,24%	302,0	4,3	296,3	28,1	302,0	4,3
JL85_25	87	0,88	20,9953	1,44%	0,0524	1,88%	300,0	4,2	303,8	42,2	300,0	4,2
JL85_24	726	0,50	21,4261	1,13%	0,0522	0,72%	294,1	3,3	292,4	16,3	294,1	3,3
JL85_23	112	0,51	21,4531	1,46%	0,0533	1,44%	293,7	4,2	342,4	32,3	293,7	4,2
JL85_22	257	0,45	21,1479	1,28%	0,0522	1,01%	297,8	3,7	294,9	23,0	297,8	3,7
JL85_21	378	1,01	21,4092	1,15%	0,0520	0,88%	294,3	3,3	283,5	20,1	294,3	3,3
JL85_20	135	0,51	21,3877	1,32%	0,0516	1,44%	294,6	3,8	266,1	32,7	294,6	3,8
JL85_19	458	0,29	21,3476	1,09%	0,0527	0,82%	295,1	3,1	314,2	18,6	295,1	3,1
JL85_18	209	0,75	20,7271	1,25%	0,0523	1,08%	303,7	3,7	299,9	24,5	303,7	3,7

CONTINUACIÓN TABLA I. DATOS ANALÍTICOS U-Pb LA-ICP-MS DE ESTE TRABAJO.

análisis	Razones isotópicas						Edad (Ma)					
	U ppm	Th/U	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	Edad (Ma)	$\pm 1\sigma$
JL-85 Intrusivos del Carbonífero – Pérmico CPi(a)												
JL85_17	557	0,85	20,5620	1,11%	0,0523	0,71%	306,1	3,3	296,7	16,1	306,1	3,3
JL85_16	639	0,22	21,0627	1,09%	0,0517	0,68%	299,0	3,2	270,7	15,5	299,0	3,2
JL85_15	53	0,66	21,3107	1,61%	0,0524	2,13%	295,6	4,7	302,3	47,8	295,6	4,7
JL85_14	126	0,77	21,0103	1,41%	0,0533	1,28%	299,7	4,1	340,9	28,7	299,7	4,1
JL85_13	175	0,58	20,5019	1,17%	0,0531	1,16%	307,0	3,5	331,6	26,0	307,0	3,5
JL85_12	181	0,83	21,2205	1,14%	0,0525	1,11%	296,8	3,3	307,7	25,2	296,8	3,3
JL85_11	793	0,25	21,2153	1,03%	0,0525	0,70%	296,9	3,0	308,1	15,9	296,9	3,0
JL85_10	114	0,56	22,0911	1,64%	0,0518	1,69%	285,4	4,6	278,3	38,2	285,4	4,6
JL85_9	317	0,46	21,5453	1,16%	0,0515	0,96%	292,5	3,3	261,4	21,9	292,5	3,3
JL85_8	46	0,53	20,6438	1,98%	0,0527	2,88%	304,9	5,9	317,0	64,3	304,9	5,9
JL85_7	468	0,51	20,9887	1,26%	0,0530	0,77%	300,0	3,7	326,9	17,4	300,0	3,7
JL85_6	105	0,95	21,1361	1,37%	0,0533	1,34%	298,0	4,0	342,4	30,1	298,0	4,0
JL85_5	348	0,97	21,5865	1,30%	0,0526	0,99%	291,9	3,7	313,0	22,4	291,9	3,7
JL85_4	410	0,44	21,6714	1,38%	0,0522	0,99%	290,8	3,9	294,3	22,5	290,8	3,9
JL85_3	270	1,08	21,7070	1,27%	0,0536	1,08%	290,3	3,6	356,3	24,3	290,3	3,6
JL-129 Intrusivos del Carbonífero – Pérmico CPi(a)												
JL129_36	9.896	1,91	25,1164	1,15%	0,0543	0,64%	251,7	2,9	385,1	14,2	251,7	2,9
JL129_35	608	1,55	20,1245	0,89%	0,0525	0,91%	312,6	2,7	309,2	20,5	312,6	2,7
JL129_34	1.029	1,86	21,4755	1,07%	0,0526	0,80%	293,4	3,1	313,6	18,1	293,4	3,1
JL129_32	1.837	2,62	21,8364	1,06%	0,0533	0,69%	288,7	3,0	342,9	15,6	288,7	3,0
JL129_31	435	0,58	21,4354	1,17%	0,0577	1,04%	293,9	3,4	519,7	22,6	293,9	3,4
JL129_30	181	1,04	21,7985	1,29%	0,0528	1,56%	289,1	3,7	321,4	35,0	289,1	3,7
JL129_29	1.535	2,33	20,8130	0,73%	0,0528	0,71%	302,5	2,2	318,2	16,0	302,5	2,2
JL129_28	213	0,87	20,7842	1,20%	0,0516	1,47%	302,9	3,6	269,8	33,5	302,9	3,6
JL129_27	337	1,00	21,1649	1,30%	0,0528	1,04%	297,6	3,8	320,3	23,5	297,6	3,8
JL129_25	347	1,31	20,9942	1,27%	0,0538	1,14%	300,0	3,7	362,1	25,6	300,0	3,7
JL129_23	2.004	2,25	21,1029	0,91%	0,0541	0,68%	298,5	2,6	375,3	15,3	298,5	2,6
JL129_22	647	1,07	21,5547	0,91%	0,0560	1,08%	292,3	2,6	451,0	23,8	292,3	2,6
JL129_21	182	0,79	20,5561	1,35%	0,0591	1,33%	306,2	4,0	570,1	28,6	306,2	4,0
JL129_20	519	0,94	21,1967	1,18%	0,0533	0,88%	297,2	3,4	342,1	19,7	297,2	3,4
JL129_19	1.069	2,50	21,0472	0,91%	0,0528	0,76%	299,2	2,7	321,8	17,1	299,2	2,7
JL129_18	386	0,48	22,7142	1,13%	0,0547	0,99%	277,7	3,1	402,0	22,1	277,7	3,1
JL129_17	1.328	1,92	20,8336	0,75%	0,0536	0,75%	302,2	2,2	356,1	16,8	302,2	2,2
JL129_16	319	1,41	21,7453	1,47%	0,0511	1,78%	289,8	4,2	246,9	40,5	289,8	4,2
JL129_15	858	0,18	21,4886	1,46%	0,0539	0,97%	293,2	4,2	367,8	21,7	293,2	4,2
JL129_14	116	0,76	19,5076	1,78%	0,0571	1,85%	322,3	5,6	496,8	40,3	322,3	5,6
JL129_13	336	0,82	21,7544	1,55%	0,0546	1,36%	289,7	4,4	396,7	30,2	289,7	4,4
JL129_12	354	1,21	20,8778	1,59%	0,0526	1,38%	301,6	4,7	310,6	31,1	301,6	4,7
JL129_11	397	1,13	21,6652	1,41%	0,0568	1,18%	290,9	4,0	484,9	25,8	290,9	4,0

CONTINUACIÓN TABLA I. DATOS ANALÍTICOS U-Pb LA-ICP-MS DE ESTE TRABAJO.

análisis	Razones isotópicas						Edad (Ma)					
	U ppm	Th/U	$^{238}\text{U}/$ ^{206}Pb	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}-$ ^{238}U	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm 1\sigma$	Edad (Ma)	$\pm 1\sigma$
JL-129 Intrusivos del Carbonífero – Pérmico CPi(a)												
JL129_10	1.337	0,94	20,6771	1,45%	0,0726	1,66%	304,5	4,3	1003,6	33,3	304,5	4,3
JL129_9	1.890	2,83	21,1586	1,31%	0,0525	0,87%	297,7	3,8	308,2	19,8	297,7	3,8
JL129_8	246	0,81	20,6419	1,56%	0,0525	1,51%	305,0	4,7	305,7	34,0	305,0	4,7
JL129_7	217	0,93	21,0698	1,67%	0,0508	1,68%	298,9	4,9	233,6	38,3	298,9	4,9
JL129_5	1.866	2,75	21,4280	1,30%	0,0522	0,86%	294,0	3,7	294,0	19,6	294,0	3,7
JL129_4	231	0,74	21,2235	1,47%	0,0534	1,45%	296,8	4,3	347,8	32,4	296,8	4,3
JL129_1	1.389	1,97	22,2573	1,29%	0,0528	0,93%	283,3	3,6	318,9	20,9	283,3	3,6
JL-92 Intrusivos del Carbonífero – Pérmico CPi(b)												
JL92_22	1.504	0,11	18,5016	1,92%	0,0536	1,10%	339,3	6,4	352,6	24,6	339,3	6,4
JL92_20	386	0,92	56,4747	2,09%	0,0508	2,14%	113,1	2,3	231,5	48,6	113,1	2,3
JL92_19	745	1,26	21,0634	1,95%	0,0528	1,24%	299,0	5,7	318,2	27,9	299,0	5,7
JL92_18	742	1,50	20,9336	1,94%	0,0522	1,25%	300,8	5,7	294,4	28,3	300,8	5,7
JL92_17	501	0,69	19,6918	2,04%	0,0538	1,30%	319,3	6,4	362,2	29,0	319,3	6,4
JL92_16	600	1,09	21,2448	1,93%	0,0527	1,27%	296,5	5,6	314,8	28,6	296,5	5,6
JL92_15	710	1,03	21,3093	1,92%	0,0521	1,25%	295,6	5,6	289,9	28,3	295,6	5,6
JL92_14	782	0,99	21,3385	1,94%	0,0536	1,25%	295,2	5,6	353,6	27,9	295,2	5,6
JL92_13	542	0,53	55,1568	2,06%	0,0484	1,65%	115,8	2,4	119,4	38,3	115,8	2,4
JL92_12	568	0,68	56,9908	2,01%	0,0497	1,67%	112,1	2,2	181,2	38,5	112,1	2,2
JL92_11	364	0,93	21,4332	1,98%	0,0545	1,45%	294,0	5,7	390,9	32,3	294,0	5,7
JL92_10	444	0,85	20,7478	2,05%	0,0524	1,35%	303,4	6,1	302,8	30,5	303,4	6,1
JL92_9	234	0,82	57,9975	2,26%	0,0491	2,52%	110,2	2,5	153,5	57,9	110,2	2,5
JL92_8	479	0,38	55,9958	2,05%	0,0488	1,76%	114,1	2,3	139,9	40,8	114,1	2,3
JL92_7	796	0,53	50,5665	2,03%	0,0482	1,47%	126,2	2,5	109,8	34,4	126,2	2,5
JL92_6	1.178	0,90	21,1409	1,94%	0,0520	1,18%	297,9	5,6	287,4	26,8	297,9	5,6
JL92_4	242	0,70	21,0904	2,05%	0,0549	1,66%	298,6	6,0	407,2	36,8	298,6	6,0
JL92_3	172	0,64	20,7307	2,09%	0,0562	1,67%	303,7	6,2	461,9	36,5	303,7	6,2
JL92_2	443	1,31	21,0325	2,01%	0,0582	1,56%	299,4	5,9	537,0	33,8	299,4	5,9
JL92_1	240	0,84	21,4183	2,07%	0,0555	1,70%	294,2	5,9	433,6	37,5	294,2	5,9
JL-130 Intrusivos del Carbonífero – Pérmico CPi(b)												
JL130_38	230	0,97	20,4316	1,17%	0,0528	1,59%	308,0	3,5	320,0	35,8	308,0	3,5
JL130_37	354	1,13	21,7319	1,10%	0,0521	1,43%	290,0	3,1	289,1	32,4	290,0	3,1
JL130_36	203	0,83	19,6392	1,29%	0,0553	1,81%	320,2	4,0	422,6	39,8	320,2	4,0
JL130_35	262	1,25	21,8510	1,21%	0,0534	1,55%	288,5	3,4	346,6	34,6	288,5	3,4
JL130_34	622	0,83	20,7046	1,05%	0,0524	1,34%	304,1	3,1	302,2	30,2	304,1	3,1
JL130_33	398	0,64	21,1070	1,10%	0,0509	1,41%	298,4	3,2	234,1	32,3	298,4	3,2
JL130_31	390	1,20	21,0797	0,98%	0,0522	1,40%	298,8	2,9	295,3	31,6	298,8	2,9
JL130_30	608	0,77	20,9894	1,35%	0,0533	1,55%	300,0	4,0	341,9	34,8	300,0	4,0
JL130_29	619	1,40	21,3364	1,05%	0,0551	1,41%	295,3	3,0	414,4	31,2	295,3	3,0
JL130_28	672	0,48	21,2385	1,12%	0,0570	1,34%	296,6	3,3	491,7	29,3	296,6	3,3

CONTINUACIÓN TABLA I. DATOS ANALÍTICOS U-Pb LA-ICP-MS DE ESTE TRABAJO.

análisis	Razones isotópicas						Edad (Ma)					
	U ppm	Th/U	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	Edad (Ma)	$\pm 1\sigma$
JL-130 Intrusivos del Carbonífero – Pérmico CPI(b)												
JL130_27	206	0,96	21,1884	1,21%	0,0514	1,88%	297,3	3,5	260,7	42,7	297,3	3,5
JL130_26	212	0,62	20,1477	1,04%	0,0525	1,58%	312,3	3,2	306,6	35,5	312,3	3,2
JL130_25	206	0,73	21,7973	1,42%	0,0552	1,83%	289,2	4,0	421,2	40,4	289,2	4,0
JL130_23	431	0,83	21,5477	1,06%	0,0536	1,31%	292,4	3,0	352,5	29,4	292,4	3,0
JL130_22	292	0,87	21,1199	1,10%	0,0523	1,55%	298,2	3,2	297,5	35,0	298,2	3,2
JL130_21	360	0,73	21,0854	1,36%	0,0537	1,74%	298,7	4,0	358,0	38,9	298,7	4,0
JL130_20	346	1,26	22,3519	1,34%	0,0537	1,49%	282,1	3,7	360,4	33,3	282,1	3,7
JL130_19	171	1,00	21,1402	1,25%	0,0523	1,28%	297,9	3,6	298,7	28,8	297,9	3,6
JL130_18	86	0,70	21,6393	1,67%	0,0543	1,82%	291,2	4,8	382,0	40,5	291,2	4,8
JL130_17	245	0,44	21,2645	1,37%	0,0525	1,27%	296,2	4,0	307,5	28,7	296,2	4,0
JL130_16	191	0,86	20,9479	1,29%	0,0547	1,53%	300,6	3,8	399,5	33,8	300,6	3,8
JL130_15	198	0,98	21,2288	1,33%	0,0576	1,36%	296,7	3,8	513,7	29,5	296,7	3,8
JL130_14	227	1,33	19,5189	1,19%	0,0530	1,26%	322,1	3,7	327,9	28,3	322,1	3,7
JL130_13	225	1,17	21,8790	1,18%	0,0547	1,20%	288,1	3,3	399,1	26,7	288,1	3,3
JL130_12	180	1,14	21,6142	1,24%	0,0537	1,27%	291,6	3,5	359,1	28,5	291,6	3,5
JL130_11	334	1,32	21,9672	1,10%	0,0538	1,19%	287,0	3,1	362,9	26,5	287,0	3,1
JL130_10	305	0,74	20,5855	1,11%	0,0525	1,20%	305,8	3,3	307,5	27,0	305,8	3,3
JL130_9	240	0,79	20,8594	1,14%	0,0524	1,27%	301,9	3,4	304,3	28,6	301,9	3,4
JL130_8	289	1,14	21,1558	1,17%	0,0531	1,17%	297,7	3,4	334,3	26,3	297,7	3,4
JL130_7	168	0,83	20,8793	1,18%	0,0529	1,43%	301,6	3,5	326,1	32,1	301,6	3,5
JL130_6	242	1,28	21,0033	1,09%	0,0581	1,25%	299,8	3,2	533,9	27,0	299,8	3,2
JL130_5	256	1,10	22,0223	1,11%	0,0533	1,24%	286,3	3,1	342,5	27,9	286,3	3,1
JL130_4	412	0,41	21,0403	1,31%	0,0535	1,09%	299,3	3,8	350,0	24,4	299,3	3,8
JL130_3	282	0,90	21,5155	1,24%	0,0530	1,19%	292,9	3,5	329,4	26,7	292,9	3,5
JL130_2	1.854	0,67	19,8045	1,58%	0,0531	0,81%	317,6	4,9	334,5	18,3	317,6	4,9
JL130_1	252	1,15	22,6068	1,55%	0,0530	1,23%	279,0	4,2	329,3	27,6	279,0	4,2