

Licenciatura en Geología
Facultad de Ciencias
Universidad de la Republica

Debemos buscar la verdad con plena libertad de espíritu, manumitidos de toda idea preconcebida.

Descartes

Palabras, no: Hechos.

Camille Flammarion

No creáis bajo la sola fe de las tradiciones. No creáis en nada por la única autoridad de vuestros mayores o de vuestros instructores. Pero lo que hayáis experimentado y reconocido por verdadero, aceptadlo.

Sidarta Gautama.

Agradecimientos

Esta tesis no solo representa mi trabajo en el teclado y en la fatídica naturaleza, es también el resultado de muchas experiencias que he vivido en la Facultad y de docenas de personas notables que también quiero reconocer.

En primer lugar quiero agradecerle a Leda Sánchez Bettucci, por introducirme al mundo de la geología y geofísica, por su impasible sinceridad y su dedicación materna.

A Henri Masquelin, con quien compartí numerosas y muy valiosas discusiones, por su orientación durante el transcurso de esta Tesis, por las innumerables horas de campo que dedico y por cargar las rocas más pesadas por mí.

A Elena Peel, Pedro Oyantçabal, Rossana Muzio, Claudio Gaucher, por todo lo que me enseñaron y aportaron para la Tesis; y especialmente a los dos primeros por ayudarme a descubrir que era esa cosita verde en las secciones petrográficas.

A mi familia, que no entiende nada lo que hago pero que me apoyan, impulsan y sonríen incondicionalmente.

A mis amigos (Paty, Viky, Andy, Ceci, Gaby, Flopy, Ale, Sofi, Mat, Mauri, Lila, Isa y Adri) y colegas-funcionarios-amigos (Tito y Analía) que me bancaron todos estos años, me hicieron reír y me ayudaron y apartar la mente de la Tesis (podría estar encerrado en una habitación acolchonada de blanco si no fuera por ustedes).

A la Universidad de la República, Facultad de Ciencias, a mi Departamento y otros colegas (porque sería de mala educación no darles las gracias).

Y finalmente gracias a ti, lector. Porque si ya estás leyendo esta línea, por lo menos ya leíste una página de mi Tesis. Gracias.

Índice

Agradecimientos.....	I
Índice.....	III
Resumen/Abstract.....	VII
1. Introducción.....	1
1.1. Objetivos.....	1
1.2. Métodos.....	1
1.2.1. Estudio Bibliográfico.....	1
1.2.2. Fotointerpretación y Trabajo de campo.....	1
1.2.3. Mapa geológico.....	2
1.2.4. Criterios Descriptivos.....	2
1.2.5. Petrografía.....	2
1.2.6. Análisis Estructural.....	3
1.2.7. Análisis de los datos.....	3
1.3. Área de estudio.....	3
1.3.1. Localización y acceso.....	3
1.3.2. Geografía.....	3
1.3.3. Sobre los Anexos.....	5
2. Geología Regional.....	6
2.1. Introducción.....	6
2.2. Problemas estratigráficos.....	7
2.3. Antecedentes de la Geología de la porción sur del Uruguay.....	7
2.3.1. El “Escudo Uruguayo”.....	7
2.3.2. Cinturón Dom Feliciano.....	12
2.3.3. Otras interpretaciones.....	13
2.4. Tectónica Mesozoica.....	15
3. Resultados– Geología del Área:.....	17
A. Basamento Cristalino.....	19
A.1. Antecedentes.....	19
A.2. Litología.....	19
A.3. Datos estructurales.....	19
A.4. Relaciones Estratigráficas.....	20
B. Litodema Tarumán.....	27

B.1. Litología.....	27
B.2. Petrología y metamorfismo.....	41
B.3. Estructura.....	41
B.4. Interpretación Estructural.....	41
B.5. Interpretación - ambiental y tectónica.....	43
B.6. Correlaciones, discusión y problemas a resolver.....	44
C. Litodema Polanco.....	45
C.1. Antecedentes.....	45
C.2. Litodema Polanco - Enmienda a la Formación Polanco.....	49
C.3. Nomenclatura Litológica.....	50
C.4. Litología.....	50
C.5. Metamorfismo de contacto.....	54
C.6. Análisis Estructural.....	54
C.7. Contactos y estratigrafía.....	55
C.8. Interpretación.....	55
C.9. Discusión y Problemas a resolver.....	55
D. Cuarcitas de los Bueyes.....	56
D.1. Antecedentes.....	56
D.2. Cuarcitas de los Bueyes Definición.....	58
D.3. Litología y Estructura.....	58
D.4. Discusión y problemas a resolver.....	65
E. Sienita Doña Eustaquia.....	66
E.1. Antecedentes.....	66
E.2. Sienita Doña Eustaquia.....	68
F. Formación Barriga Negra.....	70
F.1. Antecedentes.....	70
F.2. Resultados geológicos de la Formación Barriga Negra.....	80
F.3. Miembro volcano-sedimentario.....	81
F.4. Miembro clástico inferior.....	86
F.5. Miembro calcáreo.....	104
F.6. Miembro Feo.....	108
F.7. Unidad Vidal.....	112
F.8. Análisis Estructural de la Formación Barriga Negra.....	118
F.8.1. Buzamiento de la Formación.....	118
F.8.2. Deformación.....	119
F.8.3. Contactos y estratigrafía.....	119
F.8.4. Potencia de la unidad.....	120
F.8.5. Estratotipo y mapa.....	122
F.9. Paleontología y Edad.....	124
F.10. Interpretación y discusión: Ambiente, clima, paleogeografía.....	125

F.10.1. Antecedentes.....	125
F.10.2. Análisis Paleoambiental.....	128
F.10.2.1. Composición de los clastos.....	128
F.10.2.2. Ambientes sedimentarios.....	128
F.10.3. Ambiente Tectónico.....	130
G. Tectónica y rocas volcánicas asociadas.....	131
G.1. Estructuración del Área.....	131
G.2. Diques riolíticos.....	131
G.3. Discusión.....	132
4. Conclusión y Discusión.....	135
5. Bibliografía.....	137
6. Anexos.....	149
Anexo 1 – Mapa.....	151
Anexo 2 – Tabla de Antecedentes.....	153
Anexo 3 - Clasificación de Psefitas/Ruditás.....	156
Anexo 4 – Subrutinas.....	160

1-Introducción

El siguiente documento es una propuesta del trabajo final de la Licenciatura en Geología.

1.1 Objetivos

Este trabajo tiene como fin investigar la Formación Barriga Negra (Midot, 1984) y sus relaciones con el basamento y cobertura, buscando que constituya una contribución al conocimiento litológico, estratigráfico, estructural y paleoambiental de la formación y su basamento, discordancias y estructuras tectónicas observadas. Al mismo tiempo se buscara aportar datos que permitan una comprensión más amplia de la estratigrafía y tectónica de la región.

1.2 Métodos

Para el desarrollo de esta investigación se realizaron las siguientes actividades:

- Recopilación y estudio de la geología regional y local y de los métodos de estudio empleados.
- Fotointerpretación de las fotografías satelitales y aéreas de la región (imágenes GoogleEarth ® y fotos escala 1/20000 del SGM)

- Excursiones de campo y elaboración de un mapa geológico detallado con las principales características litológicas y estructurales.
- Caracterización petrográfica, faciológica y estructural de los litotipos presentes en el área de estudio
- Caracterización estratigráfica de la localidad
- Interpretación paleoambiental y tectónica de las litologías, facies, estructuras y unidades observadas.

1.2.1 Estudio Bibliográfico

Al inicio del proyecto fue hecho un estudio bibliográfico que contribuyó al entendimiento geológico de la región. El estudio se enfocó principalmente en el conocimiento de las distintas unidades litológicas y en las diferentes propuestas estratigráficas sobre las unidades aflorantes en área estudiada.

1.2.2 Fotointerpretación y Trabajo de campo

Debido a que, el contraste textural de las distintas unidades involucradas hacen imposible su foto interpretación, y que el área de estudio actualmente se encuentra parcialmente cubierta por un

emprendimiento forestal, fue necesario un exhaustivo trabajo de campo, priorizando la caracterización y separación de unidades.

Se realizaron una serie de perfiles transversales a las estructuras principales y se recabó información fotográfica y se recolectaron muestras.

Se realizaron siete salidas de campo. Las mismas tenían como base las ciudades de Mariscal a más de 30km del área o Minas a más de 60 km del área. Las mismas implicaron 18 días de campo y un presupuesto de más de \$30000 de los cuales \$9000 fueron cubiertos por la Facultad de Ciencias (Uruguay).

1.2.3 Mapa geológico

En el ‘Anexo 1: Mapas’ se presenta el mapa geológico del área y el mapa con la localización de los puntos estudiados.

El trabajo fue realizado en base al mapa topográfico 1:50.000, hoja F-24 “Cerro Partido“, e imágenes satelitales de GoogleEarth® y mapas geológicos previos de Midot (1984), Díaz et al. (1990) y Preciozzi y Fay (1988).

La simbología del mapa geológico se realizó basándose en el Estándar Cartográfico del USGS. (Digital Cartographic Standard for Geologic Map Symbolization - 2006).

1.2.4 Criterios Descriptivos

Para las descripciones litológicas de rocas metamórficas se siguieron los criterios de la IUGS-SMR (Schmid et al.,

2007, Brodie et al., 2007, Árkai et al., 2007, Rosen et al., 2007, Callegari & Pertsev, 2007). Las descripciones microtectónicas y foliaciones se realizaron según los criterios de Passchier & Trouw (2005).

Para las descripciones de rocas ígneas se aplicaron los criterios de la IUGS según Le Bas & Streckeisen (1991).

Para las descripciones de rocas sedimentarias se siguieron los criterios del BGS según Hallsworth & Knox (1999); mientras que las descripciones litofaciológicas se hicieron utilizando a Miall (2006). En el Apéndice 3 se presentan los criterios empleados para la clasificación de Conglomerados (Psefitas).

La separación y definición de unidades se realizó según los criterios la Guía Estratigráfica Internacional (ISG) (Salvador 1994, Murphy & Salvador 1999) y el Código Estratigráfico Norte Americano (NASC) (NACSN 2005).

1.2.5 Petrografía

Se contó con una colección de 28 láminas delgadas georreferenciadas confeccionadas durante la misión Geológica Francesa del BRGM en cooperación con DINAMIGE; asimismo y fueron confeccionadas 22 láminas delgadas, realizadas en el Laboratorio de Laminación y Molienda de la Facultad de Ciencias (Uruguay).

Las secciones petrográficas fueron descriptas en el Laboratorio de Microscopía Petrográfica de la Facultad de Ciencias, siendo utilizados los microscopios petrográficos Leica Leitz Periplan y Nikon Eclipse E200POL.

El estudio buscó caracterizar las fases minerales esenciales y accesorias, principales texturas y relaciones entre minerales y clastos de los diversos litotipos estudiados, producto de la sedimentación, cristalización, deformación y/o metamorfismo. Así se buscó describir a los litotipos presentes, contribuyendo a una mejor interpretación paleoambiental y tectónica de los mismos.

Se realizó, además, una documentación fotográfica de las láminas delgadas, señalando sus litotipos y texturas.

1.2.6 Análisis Estructural

En el análisis estructural se buscó determinar los principales contactos entre unidades, caracterizando las concordancias, discordancias, fallas y estructuración tectónica regional.

Se buscaron y caracterizaron discordancias internas y superficies de referencia, estratificaciones, foliaciones, bandeamientos y pliegues en las diversas unidades.

1.2.7 Análisis de los datos

Para el análisis de los datos estadísticos fueron elaborados varios programas en MatLab ®.

La presentación de los datos estructurales en proyección estereográfica así como su análisis estadístico implicó 15 nuevas subrutinas, que logran un rendimiento estético y funcional

equiparable al de los programas informáticos existentes.

En el 'Anexo 4 - Subrutinas' se presentan las ecuaciones aplicadas así como las subrutinas básicas empleadas.

El programa completo y sus subrutinas avanzadas, se encuentran aún en etapa de desarrollo, por lo que no serán presentados en este trabajo.

1.3 Área de estudio

1.3.1 Localización y acceso

El área de estudio se ubica en el centro del departamento de Lavalleja, entre las coordenadas: Latitud $33^{\circ}50'26.76''S$; Longitud $55^{\circ}4'45.12''O$, y Lat. $33^{\circ}53'38.90''S$; Long. $54^{\circ}57'28.41''O$ (Figura 1), a aproximadamente nueve kilómetros de la localidad de Polanco. Esta área abarca aproximadamente 66 km^2 y cubre la parte sur de la Formación Barriga Negra y parte de su basamento circundante.

El acceso al área es a través de la Rutas Nacionales 8 y 40 (ver Figura 1).

1.3.2 Geografía

La región presenta un relieve moderado con sierras, cerros y valles amplios, surcados por los arroyos pertenecientes a la cuenca del río Cebollatí, perteneciente a su vez a la cuenca de la laguna Merín.

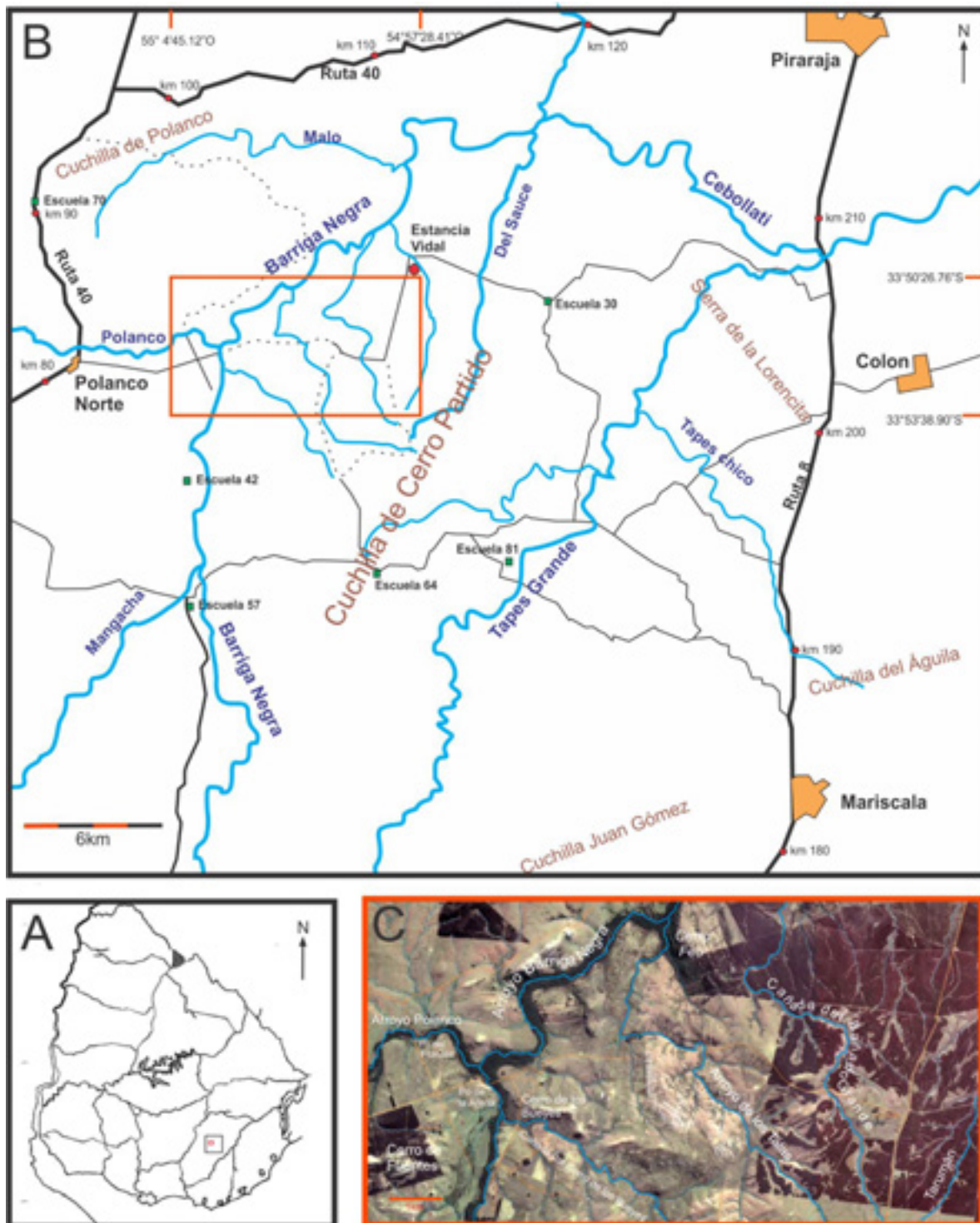


Figura 1.1 - Localización del área de estudio. A) localización de la zona de estudio en el Uruguay; en rojo el área de estudio y en negro localización de la región. B) Mapa de acceso y geografía general de la región de Cerro Partido, enmarcada en rojo se ubica el área de estudio. C) Área de estudio comprendida entre las coordenadas Latitud $33^{\circ}50'26.76''S$; Longitud $55^{\circ}4'45.12''O$, y Lat. $33^{\circ}53'38.90''S$; Long. $54^{\circ}57'28.41''O$, y su geografía.

El área de estudio se encuentra enmarcada dentro de la cuenca del arroyo Barriga Negra y de sus afluentes los arroyos (de oeste a este) Polanco, cañada del cerro de los Bueyes, de los Talas, cañada del Bañado Grande y cañada Tarumán.

En la región deben destacarse las estancias coloniales del Dr Francisco Vidal y de Juan Fuentes, que constituyen una referencia geográfica en la región y se han destacado por recibir a ilustres viajeros e investigadores como John Mawe, Frederick Sellow, Charles Darwin, Dr. Walther y J. G. McMillan.

También se destaca la presencia de una calera de más de 200 años de antigüedad, descrita por el naturalista Frederick Sellow entre diciembre de 1821 y noviembre de 1822.

1.4 Sobre los Anexos

En la parte final de este texto se presenta un conjunto de anexos con los datos obtenidos en el transcurso de la tesis. Ahí se encuentran los anexos Mapas Clasificación de Psefitas y Subrutinas. Dentro del ‘Anexo 1 Mapas’ se encuentran el mapa geológico del área y el mapa de puntos estudiados. En el Anexo 2 contiene una tabla que resume la estratigrafía propuesta por distintos autores para las unidades estudiadas y sus asociadas. En el Anexo 3– Se indican los criterios de clasificación de conglomerados (Psefitas) empleados en este texto. En el ‘Anexo 4 Subrutinas’ se encuentran las ecuaciones aplicadas así como las subrutinas básicas empleadas.

2- Geología Regional

2.1- Introducción

En Uruguay el **Basamento Cristalino** aflora principalmente al sur del río Negro; al norte de éste está restringido a las llamadas “islas cristalinas” de Cuñapirú-Vichadero, en Rivera y Aceguá en Cerro Largo. En total ocupa un el 44% de la superficie del territorio nacional (figura 1.1). Este basamento está constituido por rocas metamórficas e intrusiones plutónicas, así como por diversas rocas filonianas. Las rocas metamórficas

comprenden gneises, esquistos, y anfibolitas. Se observan también transiciones graduales entre gneises, migmatitas y rocas graníticas. Estas unidades fueron afectadas por varios eventos que involucran plegamiento, intrusiones, anatexis, erosión, e intenso intemperismo.

En toda su extensión se observan cinturones de rocas metamórficas intercaladas. En su mayoría se trata de rocas de protolitos volcánicos y sedimentarios, variando desde un incipiente a un alto grado de metamorfismo y deformación. Estos cinturones son

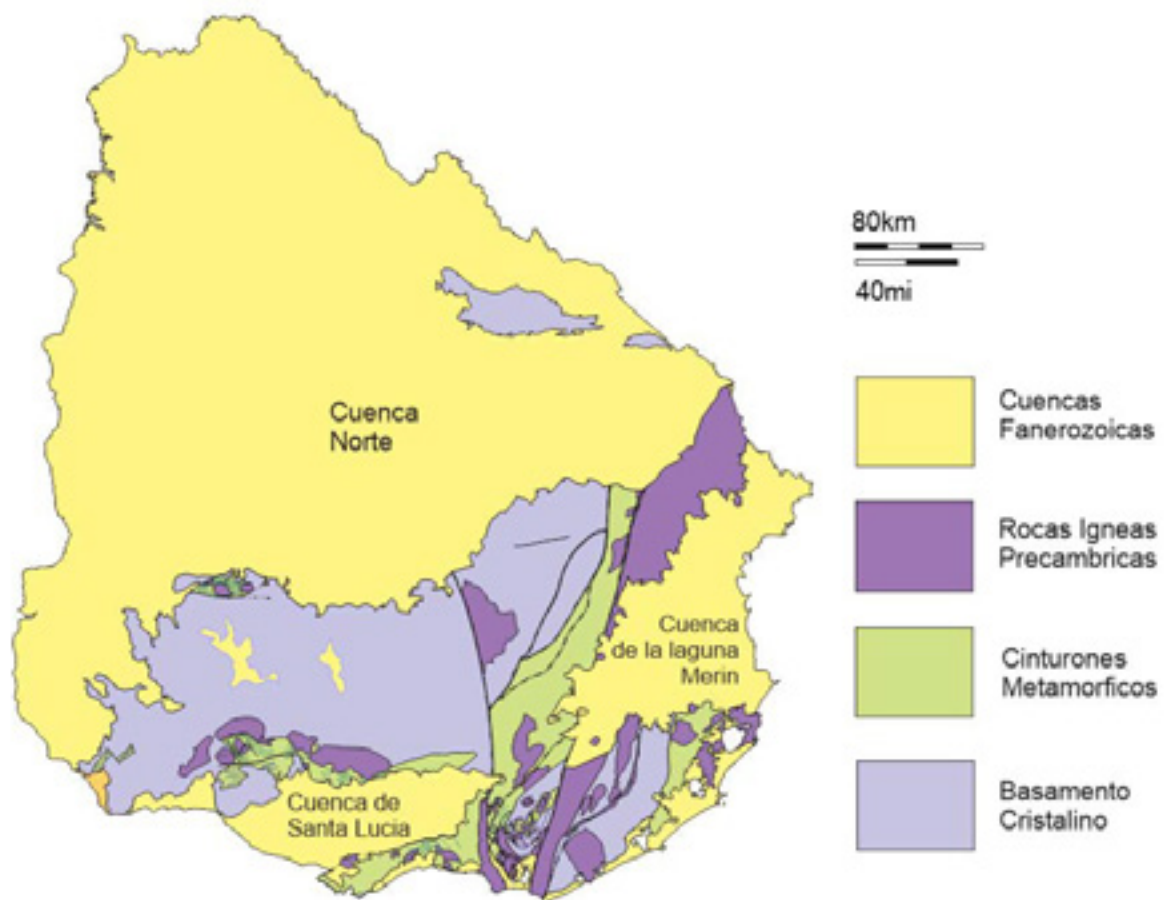


Figura 2.1 - Mapa geológico simplificado del Uruguay -

comúnmente recortados y afectados por intrusiones ígneas, plutónicas y filonianas, al igual que el Basamento Cristalino.

Debido a las dificultades para separarlas y establecer una estratigrafía coherente, o por mera simplificación, estas rocas son comúnmente agrupadas junto con el Basamento Cristalino, en lo que se denomina **Escudo Uruguayo** (Caorsi & Goñi, 1958; Masque- lin, 2006), Zócalo Cristalino (Preciozzi et al. 1979), **Escudo Precámbrico**, **Predevónico** o **Predevoniano** (Bossi et al. 1965).

Las rocas que constituyen estas unidades están recubiertas por depósitos sedimentarios fanerozoicos. Los depósitos al sur del territorio nacional constituyen las cuencas volcano-sedimentarias extensionales - **cuenca del Santa Lucía y cuenca de la Laguna Merín** -, relacionadas a la apertura del océano atlántico, durante el Mesozoico. Los depósitos al Norte constituyen, hasta 3000m, de sedimentos y depósitos volcánicos Paleozoicos y Mesozoicos que forman la denominada Cuenca Norte.

2.2- Problemas estratigráficos

El conocimiento de los rasgos litológicos y estructurales del Escudo Uruguayo (basamento cristalino y supracorticales metamórficas) resulta de fundamental importancia para comprender la evolución geológica de la región, el desarrollo de las distintas cuencas fanerozoicas, y la ubicación de los distintos yacimientos minerales en el Uruguay.

Sin embargo, si bien los avances del conocimiento del escudo han sido significativos, la definición, el re-agrupamiento y re-definición de unidades litoestratigráficas formales e informales, fallas, bloques y otras entidades geológicas han llevado a una “esterilidad y pseudoprogreso” de la estratigrafía del Precámbrico en Uruguay. (Masque- lin, 2006, p. 42)

Por un lado la escasez de datos e informaciones, como mapas en detalle, y el reconocimiento de discordancias, y por otro

el olvido u omisión sistemático de mapas y trabajos inéditos (especialmente tesis de grado, maestría y doctorado), ha resultado en la pérdida o en el pobre aprovechamiento de la información disponible. Diferentes autores definieron con distintos nombres a unidades ya existentes, basándose en criterios dispares. Definiciones y redefiniciones, por autores que no consideraron rigurosamente a los códigos estratigráficos internacionales generaron una proliferación y confusión terminológica; lo que ha dificultado el intento de correlación entre secuencias, así como su interpretación paleo-ambiental.

Este trabajo se encuentra profundamente sumergido en esta problemática, la cual no puede ser ignorada. Por lo mismo presentamos en la siguiente sección una reseña de la evolución histórica del conocimiento geológico del escudo uruguayo (ver Apéndice 2). El análisis de los antecedentes de la formación Barriga Negra, Polanco, entre otras será tratado en sus capítulos correspondientes. Buscamos dar así, una visión completa, minuciosa y fiel del conocimiento litológico y estratigráfico y sus problemáticas, al menos en lo que toca a las unidades estudiadas en este trabajo.

2.3 Antecedentes de la Geología de la porción sur del Uruguay

2.3.1- El “Escudo Uruguayo”

Los primeros relevamientos y descripciones geológicas del país se deben a Larrañaga (1809), Guillemain (1911), Walther (1911, 1919, 1920, 1924, 1927), y posteriormente a MacMillan (1931, 1933). Este último definió la **Serie de Minas**, como el conjunto de rocas metamórficas que se encuentra en discordancia sobre los gneises más antiguos, a los que denominó **Complejo Arcaico**.

Lambert (1941) mantuvo las divisiones de lo que llamó Terrenos Antecámbricos en:

Complejo Arcaico y Serie de Minas; pero para evitar confusiones con la Serie homónima del estado de Minas Gerais, en Brasil, propuso la denominación **Serie de Minas del Uruguay**.

Más tarde **Caorsi y Goñi (1958)** redefinieron parte de la geología uruguaya, y las unidades pasaron a designarse con nombres locales modernos. Dejaron de lado el término complejo arcaico al que simplemente denominan Basamento Cristalino, y renombraron a la Serie de Minas como **Serie de Lavalleya** o Serie metamórfica de Lavalleya de presunta edad Proterozoica. –intentando evitar definitivamente las sinonimias con las unidades del Brasil. La Serie así nombrada se definió como: el conjunto de rocas metamórficas superpuestas en discordancia angular y erosiva con el basamento cristalino.

Posteriormente Goñi (1958) y Goñi et al. (1962, pp.26-29) según cita Goñi & Hoffstetter (1964); introdujeron, mas modificaciones en la estratigrafía, gracias al aporte de otros investigadores como Jones (1956). Sus investigaciones permitieron dividir en dos unidades a la Serie de Lavalleya, teniendo en cuenta sus litologías y relaciones de contacto con granitos intrusivos.

Buscando adoptar criterios litoestratigráficos internacionales, **Bossi et al. (1965)** modificaron todas las nomenclaturas y divisiones previas. Propusieron la simplificación del perfil estratigráfico nacional, adoptando el termino **Predevoniano**, para agrupar a todas las litologías antiguas. A su vez, objetaron la utilización del término “Serie”, el cual correspondía a una unidad cronoestratigráfica y no litoestratigráfica. Por lo tanto instaron a utilizar el término litoestratigráfico “Grupo” en su lugar; con lo cual redefinieron a la Serie Lavalleya como **Grupo Lavalleya**. Advirtieron, también, que: *carece de fundamentación [realizar] divisiones dentro del Grupo Lavalleya* (Bossi et al, 1965, p.59) ya que se carecía de mapeos precisos; aunque reconocieron que *los trabajos de Goñi (1958 y 62) pueden tenerse presentes como guía para este fin*. (Bossi et al. 1965, p.59). Además, redujeron la extensión del Grupo

Lavalleya, limitándose solo a los departamentos de Maldonado, Lavalleya y Treinta y Tres, pudiéndose incluir tentativamente a las unidades de filitas y cuarcitas del departamento de Rocha.

La década de los 60 aportó también las primeras dataciones radiométricas producidas por Hart (1966), Bossi et al. (1967), Bossi & Ferrando (1969) los cuales reconocieron por primera vez que las fajas de rocas metamórficas y plutones del centro-este, del “Escudo Uruguayo”, eran más jóvenes que las del oeste. Quedó así planteada una nueva columna estratigráfica para el “Escudo Uruguayo” al definir tentativamente dos conjuntos de rocas asociados a dos ciclos orogénicos dentro del Predevoniano; el llamado **Ciclo Orogénico Moderno** (700 y 500Ma, Neoproterozoico-Cámbrico) y un **Ciclo Orogénico Antiguo** (~2000Ma, Paleoproterozoico)

Ferrando y Fernández (1971), utilizando los datos geocronológicos de Umpierre & Halpern (1971), notaron que el Predevoniano puede dividirse en dos grandes unidades: un **zócalo** correspondiente a la cuenca del **río de La Plata** y un **zócalo al sur-este** (Figura 2.2).

Más tarde, como los mismos Ferrando y Fernández (1971) notaran, el ciclo Antiguo fue vinculado al **Ciclo Orogénico Trans-Amazónico** (2200 a 1800 Ma, Teruggi y Kilmurray, 1975, 1980; Dalla Salda et al., 1987, 1988) con anterioridad definido en Brasil; mientras que el Ciclo Moderno pasó a ser correlacionado con el Ciclo Orogénico Pan-americano (Harrington 1975) o **Ciclo Orogénico Brasileño** (570-900 Ma, Almeida et al. 1976).

A partir de los 70, con el establecimiento de la Teoría de la Tectónica de Placas, se incorporaron nuevas interpretaciones y criterios. Bajo este nuevo paradigma se adoptó el término “**Cratón**” para referirse a una parte relativamente estable de un continente o placa continental, no afectada por la actividad tectónica en los márgenes continentales. Este concepto contrastaba con el de “cinturones móviles” o “cinturones orogénicos”

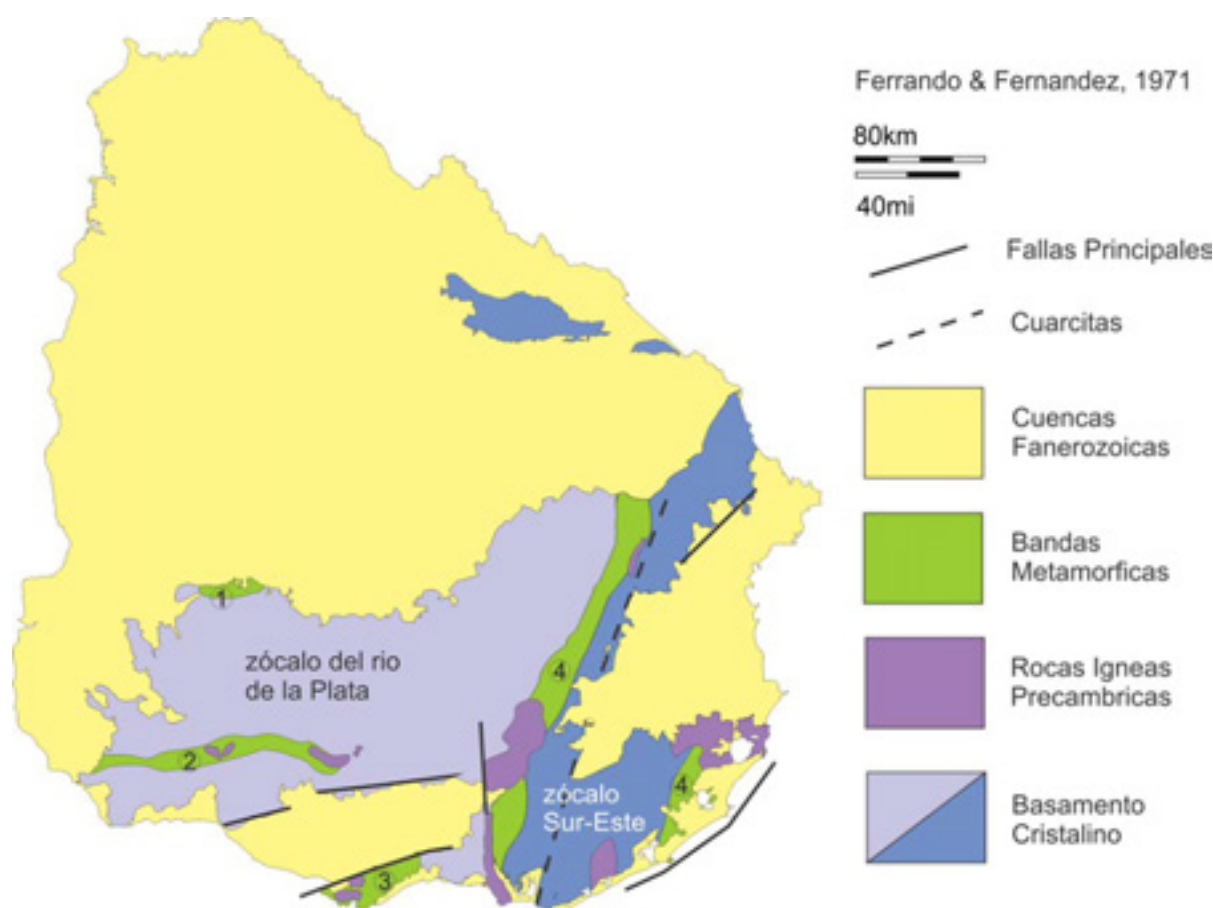


Figura 2.2- Mapa geológico del Uruguay según Ferrando & Fernández (1971). 1- Formación Arroyo Grande, 2- Formación Paso Severino, 3- Formación Montevideo, 4- Grupo Lavalleja.

los cuales eran zonas relativamente estrechas caracterizadas por deformación de las rocas supracorticales. En esa nueva línea de pensamiento fue que Almeida et al. (1973) propusieron la denominación **Cratón del Río de la Plata** compuesto en su mayoría por rocas cristalinas paleoproterozoicas sin retrabajamiento térmico o mecánico, como oposición al **cinturón móvil Ribeira** compuesto por macizos y fajas plegadas que se observaban en el margen atlántico de Uruguay y Brasil (Hasui et al 1975).

En la primer carta geoestructural del Uruguay, **Preciozzi et al. (1979)** dividieron el basamento cristalino del país según criterios crono-litoestratigráficos y tectónicos en dos unidades; una unidad con edades correlativas al transamazónico, que constituye en basamento de la Cuenca del Río de la Plata, denominado como **Cratón del Uruguay** o una posible extensión del Cratón Amazónico; y una unidad de edades correlativas

al Brasileño, que constituye el **zócalo del Área Atlántica**. La división se estableció por un lineamiento estructural que unía Sierra de las Ánimas con el Cerro de las Cuentas (Figura 2.3) desapareciendo en el norte bajo la cobertura sedimentaria fanerozoica, coincidiendo con los límites y zonas propuestas por Ferrando y Fernández (1971).

Hacia finales de los 70 los diversos cinturones orogénicos precámbricos, situados a los márgenes atlánticos de América del Sur y África comenzaron a ser entendidos como partes integrantes de un único orógeno “Damara-Ribeira” desarrollado en Gondwana durante un ciclo orogénico Pan-Africano-Brasileño (850 - 500 Ma) (Porada 1979). Esto derivó inmediatamente en que **Fragoso-César (1980)** propusiese la existencia del **cinturón Dom Feliciano** como una faja orogénica, o provincia tectónica del Neoproterozoico (Brasiliana) ubicada a lo largo del borde oriental del Cratón del Río

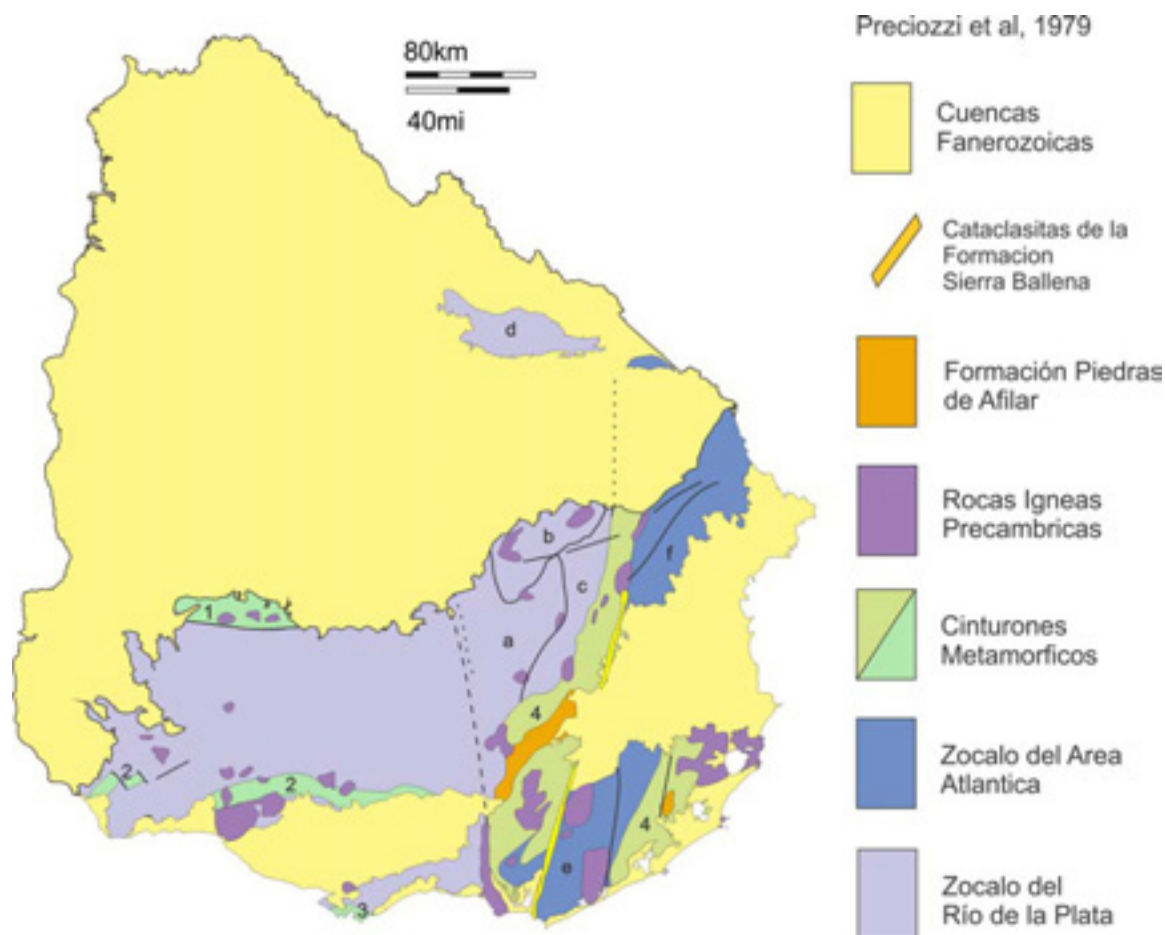


Figura 2.3 - Mapa geoestructural del Uruguay según Preciozzi et al. (1979). 1- Formación Arroyo Grande, 2- Formaciones San José, Paso Severino y Cerros San Juan, 3- Formación Montevideo, 4- Grupo Lavalleya-Rocha, a- Subregión Valentines, b- Subregión Pablo Páez, c- Subregión Pavas, d- Subregión Cuñapirú-Vichadero, e- Región del Arroyo Alferez, f- Región Cuchilla Dionisio-Sierra de los Rios.

de la Plata, en el extremo meridional del escudo atlántico, aflorando al sur de Brasil y Uruguay, en lo que sería el zócalo del área Atlántica (Preciozzi et al. 1979) y paralela al cinturón Ribeira previamente identificado en Brasil (Hasui et al. 1975). Fragoso-César (1980) fue el primero en describir las rocas del cinturón metamórfico Lavalleya desde un punto de vista tectónico.

Luego, retomando la definición del Cinturón Dom Feliciano, Fragoso-César & Soliani (1984) y Fragoso-César et al. (1987) describieron las zonas y unidades del Escudo Uruguayo. (Figura 2.4). Definieron más apropiadamente al Cratón del Río de la Plata, al notar que este está constituido por dos terrenos distintos, de edades paleoproterozoicas:

a) un “**terreno Granite-Greenstone de**

Uruguay” compuesto por gneíses y migmatitas cubiertos por rocas de bajo grado metamórfico (Supracorticales Paso Severino, San Juan, San José y Arroyo Grande) e intruido por diversos granitos.

b) un terreno denominado “**Cinturón Granulítico Valentines**” compuesto de gneíses granulíticos (Gneíses Valentines) asociados a granitoides y migmatitas diversas, además de las rocas de la Isla Cristalina de Rivera. Siguiendo las definiciones previas de Bossi et al (1967, 1975) Ferrando y Fernández (1971); Preciozzi et al (1979, 1985) y Soliani Jr., (1986).

Además separaron en tres zonas al Zócalo de Área Atlántica de Preciozzi et al. (1979). Las **Zona Occidental, Central y Oriental**.

En la década de 1980, ocurren nuevos

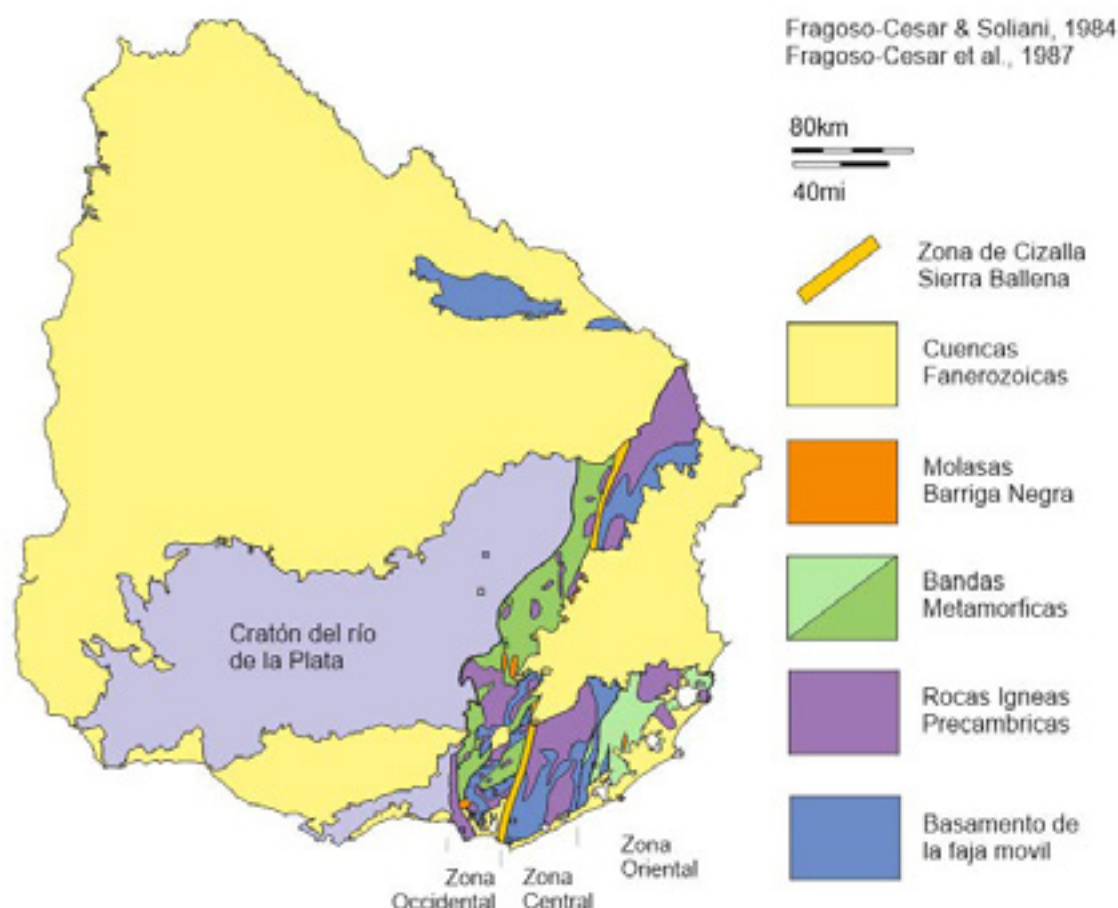


Figura 2.4 - Mapa geoestructural del Uruguay según Fragoso-César et al. (1987). Los autores no presentan un mapa para la región del cratón del Río de la Plata.

cambios en el paradigma reinante. El modelo clásico de tectónica de placas, basado en el “Ciclo de Wilson” (Wilson 1966) fue considerado demasiado simplista como para ser aplicada a los orógenos antiguos, modificando nuevamente todas las interpretaciones sobre los mismos. El modelo de Wilson imponía que los continentes se unen y se separan siguiendo antiguas líneas de sutura; y asumía que dominios diferentes pero vecinos deben tener relaciones genéticas en común. Sin embargo, los continentes ya no eran vistos como una única placa rígida sino como un conjunto de bloques, relativamente rígidos, capaces de separarse o amalgamarse en diversas configuraciones. El nuevo término **Terreno** denominó a estos bloques *caracterizados por homogeneidad interna y continuidad estratigráfica, estilo tectónico e historia* (Coney et al. 1980) El resultado

fue una expansión de la teoría previa, el mecanismo de colisión continental pasó a ser entendido como un proceso de acreción de fragmentos continentales, en cuanto que la división continental llevaría a la dispersión de terrenos hacia nuevas masas continentales. Los nuevos avances en tectónica y la concepción de terrenos también trajeron un nuevo entendimiento de los grandes lineamientos que previamente eran interpretados como meras fallas. A partir de los 90 pasaron a ser entendidos como grandes zonas de deformación dúctil (zonas de cizalla) que no tardaron en ser reconocidas como grandes límites estructurales de los Terrenos (Schermer et al (1984, p 110).

Bossi & Campal (1992) reconocieron la existencia de una zona de cizalla dextral tras observar la inflexión de un haz de diques máficos que se encontraban mapeando

en la región de Piedra Alta (Cratón del Río de la Plata). Este lineamiento ya había sido identificado previamente y sirvió de base a Fragoso-César & Soliani (1984) para su división del Cratón del Río de la Plata en dos bloques. Pero las nuevas evidencias cartográficas e isotópicas ante la nueva teoría de los “terrenos” permitieron reinterpretar a estos dos bloques estructurales como dos terrenos tectónicos distintos, separados por la zona de cizalla **Sarandí del Yi-Piriapolis**. Así, Bossi & Campal (1992), dividieron al *zócalo uruguayo* en 3 provincias estructurales mayores: el cratón del Río de la Plata (*sensu* Ramos 1988), el **Terreno Nico Pérez**, ubicado al este de la zona de cizalla, (comprendiendo a los bloques estructurales de Valentines y las islas cristalinas de Rivera y Aceguá) y el Cinturón Cuchilla de Dionisio (Bossi & Campal, 1992, p. 108). Sin embargo estos autores solo publicaron los datos referentes al **Terreno Nico Pérez**.

Debido al cúmulo de nuevas evidencias **Bossi, Preciozzi & Campal (1993)** descartar el término *Cratón del Río de la Plata*, con claras implicancias geotectónicas y propusieron sustituirlo por el término operacional **Terreno Piedra Alta** (Bossi et al. 1993, p 4). Este Terreno definido según los criterios de Hevré & Mpodozis (1990) por presentar una asociación estratigráfica con historia geológica distintas a los terrenos vecinos (edades paleoproterozoicas), se localiza al sur-oeste del Uruguay, teniendo como límite Este a la Zona de Cizalla Sarandí del Yi-Piriapolis. Coincidiendo con el “Terreno Granite-Greenstone de Uruguay” previamente definido por Fragoso-César & Soliani (1984). En este terreno describen esencialmente las mismas unidades pero con ligeros cambios nomenclaturales: tres cinturones de rocas metamórficas (Formación Arroyo Grande, cinturón San José y Formación Montevideo), un complejo granito-gnéisico de basamento e intrusiones plutónicas diversas.

Si bien los Terrenos Piedra Alta y Nico Pérez fueron aceptados por la mayor parte de los investigadores; sus límites, sus unidades internas y su interpretación geológica

y tectónica, continúan siendo motivos de controversia. Todos los autores admiten que los bloques estructurales Rivera, Pavas y Valentines y Pablo Pérez (según Preciozzi et al., 1979) forman parte del Terreno Nico Pérez. Sin embargo aquí acaban las similitudes, para unos estas son las únicas unidades de este terreno (Sánchez Bettucci et al. 2010, Peel 2012, entre otros) para otros estos apenas constituyen el basamento expuesto del terreno (Bossi et al. 2001, Gaucher et al. 2011, Bossi & Gaucher, 2014, entre otros)

2.3.2 Cinturón Dom Feliciano

El cinturón Dom Feliciano agrupa litologías que se entienden asociadas a un mismo a un evento orogénico. Así este nuevo dominio estructural incluye al cinturón de rocas metamórficas conocido como **Grupo Lavalleja** (Sánchez Bettucci, 1998), **complejo Carapé** y **Unidad Campanero** (Sánchez Bettucci et al. 2003, 2010; Oyhantcabal et al. 2011).

Diversos autores han contribuido al conocimiento de esta faja de rocas ígneas y metamórficas, habiendo generando diversos modelos para su génesis y evolución. En lo que parecen estar de acuerdo todos los investigadores es que éste cinturón es la consecuencia de una evolución compleja, comprendiendo un evento orogénico colisional seguido de un movimiento transcurrente de carácter continental. Su correlación con los cinturones de África también ha sido de consenso entre los investigadores. (Hasui et al. 1975, Fragoso-César, 1980, Fragoso-César, 1986, Frantz & Remus, 1986; Frantz & Nardi, 1992; Fernandes et al., 1992, Chemale Jr et al., 1995; Sánchez Bettucci, 1998; Basei et al., 2000; Goscombe et al., 2003, 2005, Goscombe & Gray, 2008; Basei et al., 2005, 2008; Konopasek et al., 2005, 2008; Oyhantcabal et al., 2007, 2009, 2011; Gross et al 2009; Foster et al., 2009; Gaucher et al., 2011; Saalman et al., 2011, Frimmel et al., 2011; Masquelin et al. 2011, entre otros)

Sin embargo la definición e interpretación de esta unidad se ha visto cuestionada (Bossi & Gaucher, 2004), así como las unidades pertenecientes a la misma.

Gaucher et al. (1996), sugirió que existían litologías hasta el momento incorporadas dentro del Grupo Lavalleya, sin metamorfismo y edades diferentes; por lo tanto decidieron definir al **Grupo Arroyo del Soldado**, reuniendo estas litologías y separándolas de un basamento metamórfico. Sin embargo gran confusión estratigráfica se ha generado, ya que diversos autores definen de manera distinta a ambos Grupos. Por ejemplo las Formaciones Cerros Espuelitas, Polanco y Yermal, pertenecientes al Grupo Arroyo del Soldado de Gaucher, (2000) son incluidas dentro del Grupo Lavalleya por Sánchez Bettucci et al. (2010) mientras que el Grupo/Formación Arroyo del Soldado incluye apenas las formaciones Cerros San Francisco, Cerro Victoria y Piedras de Aflar *sensu* Sánchez Bettucci et al. (2010); donde la Formación Piedras de Aflar no esta incluida en el Grupo Arroyo del Soldado *sensu* Gaucher (2000)

Asimismo el **Complejo Carapé** (Preciozzi et al. 1979, Preciozzi et al. 1985) o **Grupo Carapé** (Bossi, 1983, Bossi y Navarro, 1991), que agrupaba a los gneises, migmatitas y rocas metamórficas de grado medio a alto¹ del basamento, fue redefinido por Sánchez Bettucci et al. (2003) como **Complejo Granítico Carapé**; agrupando en él únicamente a granitos sin, tardi y post-orogénicos. Las litologías antes incluidas en el Grupo/Complejo Carapé se reubicaron en una nueva unidad, denominada **Unidad Campanero**. La estratigrafía propuesta, no fue aceptada por varios autores que continuaron utilizando al Grupo Carapé según Bossi (1983) (Bossi et al 2001). Estos autores propusieron el abandono del Grupo Carapé sustituyéndolo por el término Escama Tectónica Carapé. (Chiglino et al. 2010, Gaucher et al 2011,

1 El texto original (Bossi 1983 p. 425) solo hace referencia a rocas de grado medio sin embargo la inclusión de migmatitas en la unidad implica la presencia de rocas de grado alto.

Bossi et al. 2014). Sin embargo, para mayor confusión, desde Bossi et al. (2007), son utilizados tanto el Grupo Carapé como el Complejo Granítico Carapé (Bossi et al. 2014).

2.3.2 Otras interpretaciones

El **Terreno Nico Pérez** no se limita a los ya mencionados bloques Rivera, Pavas y Valentines y Pablo Paez (según Preciozzi et al., 1979) sino que se extiende entre las zonas de cizalla Sarandí del Yi y Sierra Ballena; incluyendo a las unidades: Grupo Lavalleya, Grupo Arroyo del Soldado Gaucher (2000), Grupo Carapé (Bossi, 1983) y granitos intrusivos.

En trabajos más recientes estos autores (Bossi, 2002, Bossi & Gaucher, 2014) han propuesto toda una nueva estratigrafía para el Terreno Nico Pérez, redefiniendo, reagrupando y descartando unidades previamente bien definidas (Grupo Lavalleya Sánchez Bettucci 1998, Complejo Granítico Carapé, unidad Campanero Sánchez Bettucci et al. (2003)). Los autores alegan que las edades del grupo Lavalleya ya no corresponden al ciclo Brasileño sino al ciclo Grenviliano y por lo tanto debía ser eliminado y redefinido (Bossi 2002, p.9). Así renombran al Grupo Lavalleya como **Grupo Fuente del Puma** (Bossi, 2002) y luego renombrado nuevamente como **Grupo Parque UTE** (Chiglino et al., 2010) manteniendo sus litologías tal cual fue definido por Preciozzi et al. (1993); Sánchez Bettucci (1998); Sánchez Bettucci et al. (2001). Estos autores mantienen sin embargo a los Grupo Arroyo del Soldado (Gaucher et al, 1998) y Escama Tectónica Carapé (Chiglino et al. 2010), y Grupo Cebollatí (Gaucher et al. 2010) (Bossi et al. 2001, Bossi 2002, Bossi & Gaucher 2014).

Estas propuestas, han encontrado fuerte resistencia ya que cambios en la edad de una formación, o la presencia de discontinuidades estratigráficas menores en una formación no deben implicar su redefinición (Cap 5, ítem D), pero fundamentalmente por la

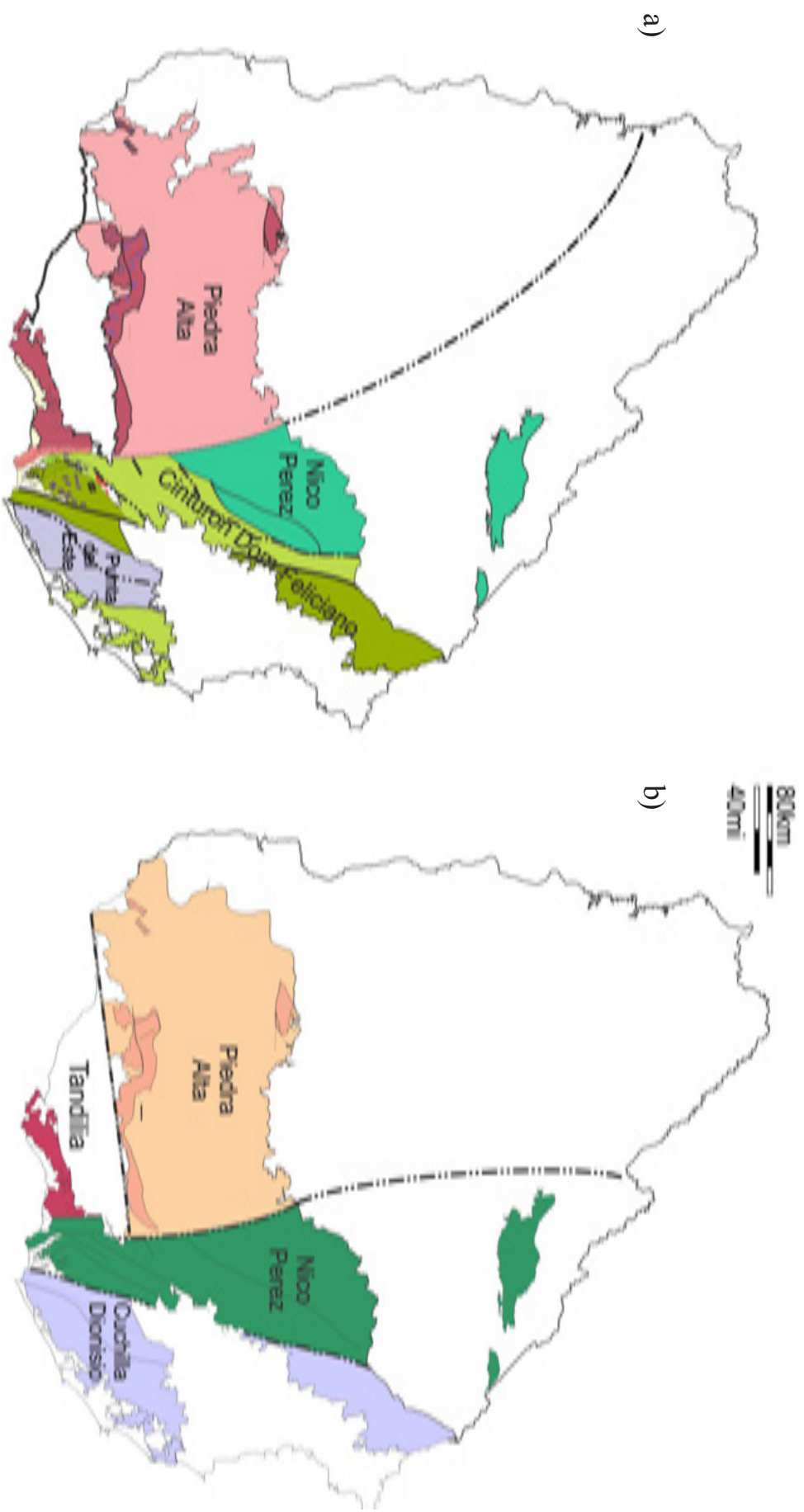


Figura 2.5 - Modelos Tectónicos para el Uruguay. a: modelo según Sánchez Bettuci et al. (2010), Oyhantcabal et al., (2010), Preciozi et al., (1999), Masquelin et al., (2012). b: modelo según Bossi & Gaucher (2014).

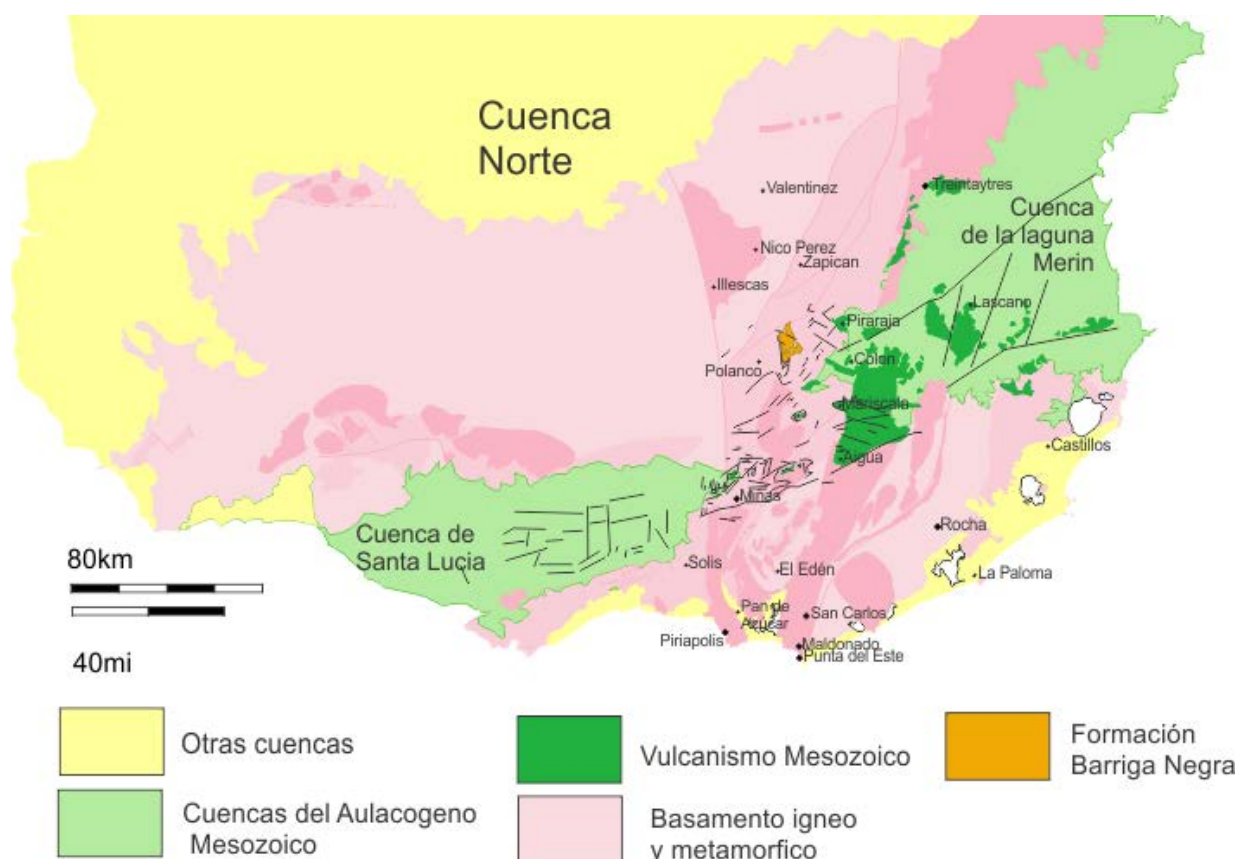


Figura 2.6 - Principales líneas estructurales des aulacógeno mesozoico. Según Rossello et al. (1999a, 2000, 2007)

discutida naturaleza metamórfica o sedimentaria de las litológica implicadas.

2.4 Tectónica Mesozoica.

Durante el Mesozoico, el territorio uruguayo sufrió los efectos de la apertura continental que diera lugar al Océano Atlántico (Figura 2.6). Dada la localización de las unidades estudiadas es importante considerar el contexto tectónico mesozoico para poder entender algunas incertidumbres estratigráficas. La ruptura de Gondwana Occidental y la apertura del Océano Atlántico comenzó entre el Jurásico Tardío y Cretácico temprano en las regiones más australes de América. Esta ruptura avanzó hacia el norte del margen Brasileiro hasta unirse con el Océano Atlántico Norte en el Cretácico Medio (Albiano-Turoniano).

Esta apertura produjo múltiples cuencas

aulacogénicas a lo largo de África y América. En Uruguay están representadas por las cuencas de Punta del Este, Santa Lucía y Laguna Merin. El desarrollo de estas cuencas fue claramente controlado por la estructuración del basamento Cristalino, que es más resistente a la facturación que los sedimentos y sucesiones ígneas de los cinturones orogénicos Brasileiro/Pan-Africanos (Mohriak et al. 2008, Rossello et al. 2007).

Los modelos geodinámicos caracterizan la apertura oceánica a través de cinco fases tectónicas (Mohriak et al. 2008).

Una primera fase que implica una elevación astenosférica y un adelgazamiento del manto superior y corteza continental con incipiente facturación de la corteza superior, controlando depocentros locales (secuencias pre-rift).

Una segunda fase caracterizada por el aumento del adelgazamiento cortical, representando el principal evento de facturación y

apertura continental. Este evento se asocia a la efusión de basaltos tholeiíticos a lo largo de los futuros márgenes continentales y a la producción de fallamiento normal afectando toda la corteza continental, y formando los hemigrabens localizados al Sur del territorio nacional.

Una tercera fase representa el final de la extensión continental, localmente asociada a vulcanismo, reactivación de fallas y erosión de bloques. Este episodio es correlacionado con las primeras incursiones marinas en la cuenca de rift.

Una cuarta fase es caracterizada por el desarrollo de la dorsal meso-Atlántica y concentración de la apertura. Esta fase no tiene representación en el Uruguay continental.

La quinta fase que se extiende del Cretácico al Presente se caracteriza por la subsidencia térmica de la corteza y consecuente profundización de las cuencas; con el consecuente desarrollo de depósitos post-rift. Durante el Cretácico Tardío y Terciario temprano esta fase se caracterizó por eventos tectono-magmáticos, caracterizados por una tectónica compresiva, intrusiones alcalinas (Mizusaki & Mohariak, 1992) y extrusiones toholeíticas (Lima, 2003; Mohriak et al., 2003; Mohriak, 2004).

La mayoría de los depósitos mesozoicos preservados en territorio uruguayo corresponden a la segunda fase, responsable de la generación las cuencas Santa Lucía, Merín y Punta del Este. Asimismo, la intensa facturación de este episodio, es responsable de intensa actividad volcánica en el territorio nacional. Según Preciozzi et al. (1985) los eventos tectónicos de esta etapa pueden dividirse en cuatro etapas, en el Uruguay.

La primera etapa, tentativamente ubicada en el Triásico, sería la responsable de la intrusión de rocas máficas (microgabro/diabasas) en forma de sills, correspondiente a la Formación Cuaró (Preciozzi et al., 1985).

La segunda etapa corresponde con la génesis y apertura de fosas tectónicas en la región Sur y Sureste del país. Esta región está afectada por un sistema de fallas en el

basamento cristalino, que generan los principales grabens tectónicos: la Cuenca Santa Lucía y la Cuenca Laguna Merín con direcciones estructurales N60°-70° y N40°, respectivamente (de Santa Ana et al., 1994). La estructura de estas cuencas fue caracterizada e interpretada por Rossello et al. (1999, 2000). Tanto la Cuenca Santa Lucía como la Cuenca Laguna Merín presentaron derrames volcánicos durante el Jurásico Medio y el Cretácico Inferior, agrupados como la Formación Puerto Gómez (Walther, 1927; Caorisi & Goñi, 1958; Bossi, 1966). Entre estas dos grandes cuencas existen otros grabens tectónicos mesozoicos menores, (Veroslavsky, 1999). Asociado a este vulcanismo se observan los depósitos sin-rift, depósitos aluviales de conglomerados rojizos, reunidos en la Formación Cañada Solís (de Santa Ana & Ucha, 1994)

La tercera etapa de fracturamiento desarrollada durante el Cretácico Inferior, es responsable los derrames andesíticos, dacíticos y riolíticos de la Formación Arequita (Bossi, 1966) y del magmatismo de tendencia subalcalina a alcalina correspondiente al Macizo Valle Chico (Muzio, 2000) o Formación Valle Chico (Ferrando & Fernández, 1971). Con el aumento de la subsidencia de la cuenca y la generación de un cuerpo de agua se genera una sucesión de depósitos continentales aluvio-fluviales y lacustres que se reúnen en las formaciones Castellanos (Zambrano, 1974), Migue y Cañada Solís.

Una cuarta y última fase de fracturación, parcialmente sincrónica a la anterior, estaría representada por los derrames basálticos del Noroeste uruguayo.

3 - Resultados

La región en estudio se encuentra localizada en la porción sudoriental de Uruguay, donde se encuentran representadas litologías pertenecientes al basamento cratónico, al Cinturón Dom Feliciano y al aulacógeno mesozoico.

En este capítulo se presentan en detalle las descripciones de las distintas unidades observadas en el área de estudio (figura 1.1). El mapa geológico simplificado de ésta área se presenta en la figura 3.1, el mapa completo se presenta en el Anexo 1. Dividimos este capítulo en siete secciones nombradas de la A a la G, en las cuales describimos y analizamos a las distintas unidades identificadas en el área de estudio.

El basamento cristalino, se describe en la sección A. El mismo se compone de granitoides, gneises, milonitas y esquistos moscovíticos y Bifs, con foliación subvertical con rumbos N a NE.

El Litodema Tarumán - definido en la sección B - está conformado por metaconglomerados deformados, metaareniscas, filitas calcáreas y mármoles. Esta unidad aflora en la región central del área de estudio asociado al basamento cristalino.

El litodema Polanco es redefinido en la sección C, siendo constituido predominantemente por mármoles impuros y rocas calcosilicatadas esquistosas. Esta unidad aflora al Oeste y Sureste del área de estudio.

Las cuarcitas del Cerro de los Bueyes, son definidas como una unidad informal, funcional a los efectos del mapa realizado. Se encuentra representada por cuarcitas masivas y meta-areniscas maduras, que se destacan por el relieve de sus afloramientos, constituyendo a los cerros de al Oeste de la región.

El Complejo Sierra Blanca, (Sección E) comprende a los granitoides aflorantes en el área de Polanco y Cerro Partido. En la región se encuentra representado por Sienitas que afloran la Sur, limitando por fallas con las demás unidades.

La Formación Barriga Negra (Midot 1984) se describe en la sección F, siendo dividida en cinco miembros, de base a tope: miembro volcano-sedimentario, miembro clástico inferior, miembro calcáreo, miembro Feo y miembro Vidal.

Finalmente la tectónica del área y las rocas volcánicas asociados son descriptas en la sección G.

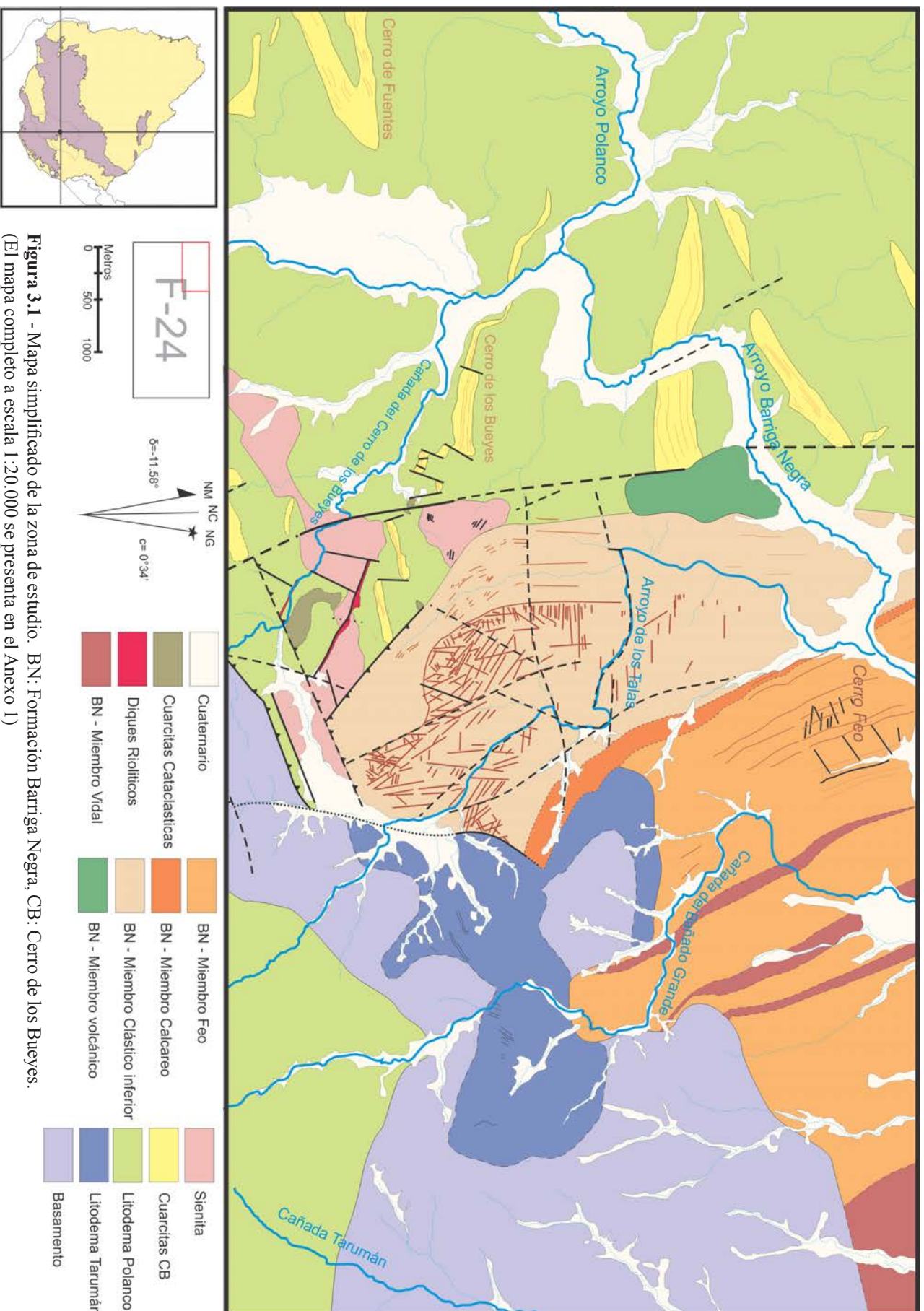


Figura 3.1 - Mapa simplificado de la zona de estudio. BN: Formación Barriga Negra, CB: Cerro de los Bueyes. (El mapa completo a escala 1:20,000 se presenta en el Anexo 1)

3.A- Basamento Cristalino

El basamento cristalino aflora al centro y al este del área estudiada (figura 3.1). Desde la estancia Vidal y a lo largo del arroyo Tarumán. La unidad se caracteriza por un relieve suave pero presentando el bloque de mayores alturas en el área.

A.1 - Antecedentes

MacMillan (1933) fue tal vez el único en hacer referencia específica al Basamento Cristalino en el área estudiada por este trabajo. El autor destaca: *En el lecho del arroyo Tarumán, un kilómetro al sur de la Estancia Vidal, el gneis infrapuesto ha sido descubierto por la erosión.* Mientras que en la estancia Estancia Vidal, relata que el basamento parece *parte pegmatítico y en parte se parece a un gneis micáceo*. Asociado a este describe mica-esquistos y realiza las primeras y únicas mediciones estructurales publicadas de la unidad en la región.

Preciozzi y Fay (1988) en la memoria explicativa del Fotoplano Piraraja (F-23) describen a esta unidad como el zócalo del Este, compuesto litológicamente por: *un conjunto de ortoneises generalmente biotíticos, ortoleptinitas¹, micaesquistos biotíticos-muecovíticos e intercalación de rocas de deformación, fundamentalmente de naturaleza granítica.*

Díaz et al (1990) describen en el foto-

plano Cerro Partido (F-24) una faja granítica fuertemente deformada de rumbo general N15-30 E.

A.2 - Litología

El estudio realizado, permite aseverar que, la litologías dominantes en el área son **gneises** y **granitoides deformados** ricos en feldespato y cuarzo, con porcentajes variables de máficos y tamaño de grano desde fino a muy grueso e incluso pegmatíticos. La unidad es recortada por múltiples milonitas y cataclasitas así como diques cuarzosos y pegmatíticos. También es común encontrar zonas con fuertes plegamientos.

Asimismo se observan intercalaciones de esquistos micáceos con tonalidades grises, bordo y verde intenso; y estructuras de hierro bandeado (BIF) no magnético. Mantenemos estas litologías dentro del basamento ya que es de difícil separación (ver sección B.6)

A.3 Datos estructurales

Desafortunadamente esta unidad se encuentra cubierta por una plantación forestal que, aunque revela el basamento debido al arado, no permite su análisis estructural. La información estructural que pudo recopilarse de la unidad se observa en la figura A.1. Los escasos datos obtenidos permiten observar que la unidad presenta una fuerte foliación subvertical

1 Leptinitas: gneises pobres en micas.

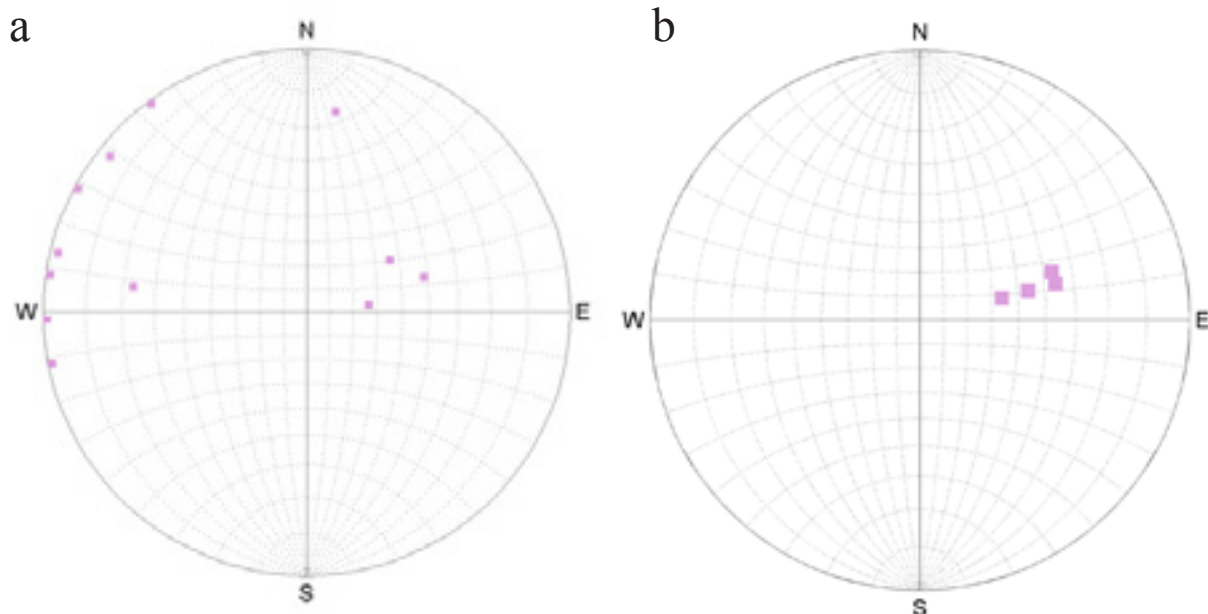


Figura A.1.- Datos estructurales (foliaciones) para el Basamento Cristalino en la región. a) datos obtenidos en este trabajo, b) datos presentados por McMillan (1933).

con rumbos N a NE. Sin embargo también se ha notado fuertes variaciones en la foliación con rumbos NW o NE con buzamiento NE entre los 80 y 40°; actitudes que ya fueron observadas por MacMillan (1933) (figura A.1b).

A.4 Relaciones Estratigráficas

Esta unidad mantiene relaciones de contacto tectónico con todas la mayor parte de las unidades. Tanto el litodema Tarumán como el miembro superior de la formación Barriga Negra descansan sobre esta unidad, en su límite Norte y Noroeste. Al Suroeste limita por fallas con el litodema Polanco y la Sienita del Complejo Sierra Blanca. Al Suroeste limita con rocas carbonáticas del Litodema Polanco, sin embargo la naturaleza de este último límite no ha sido observada.

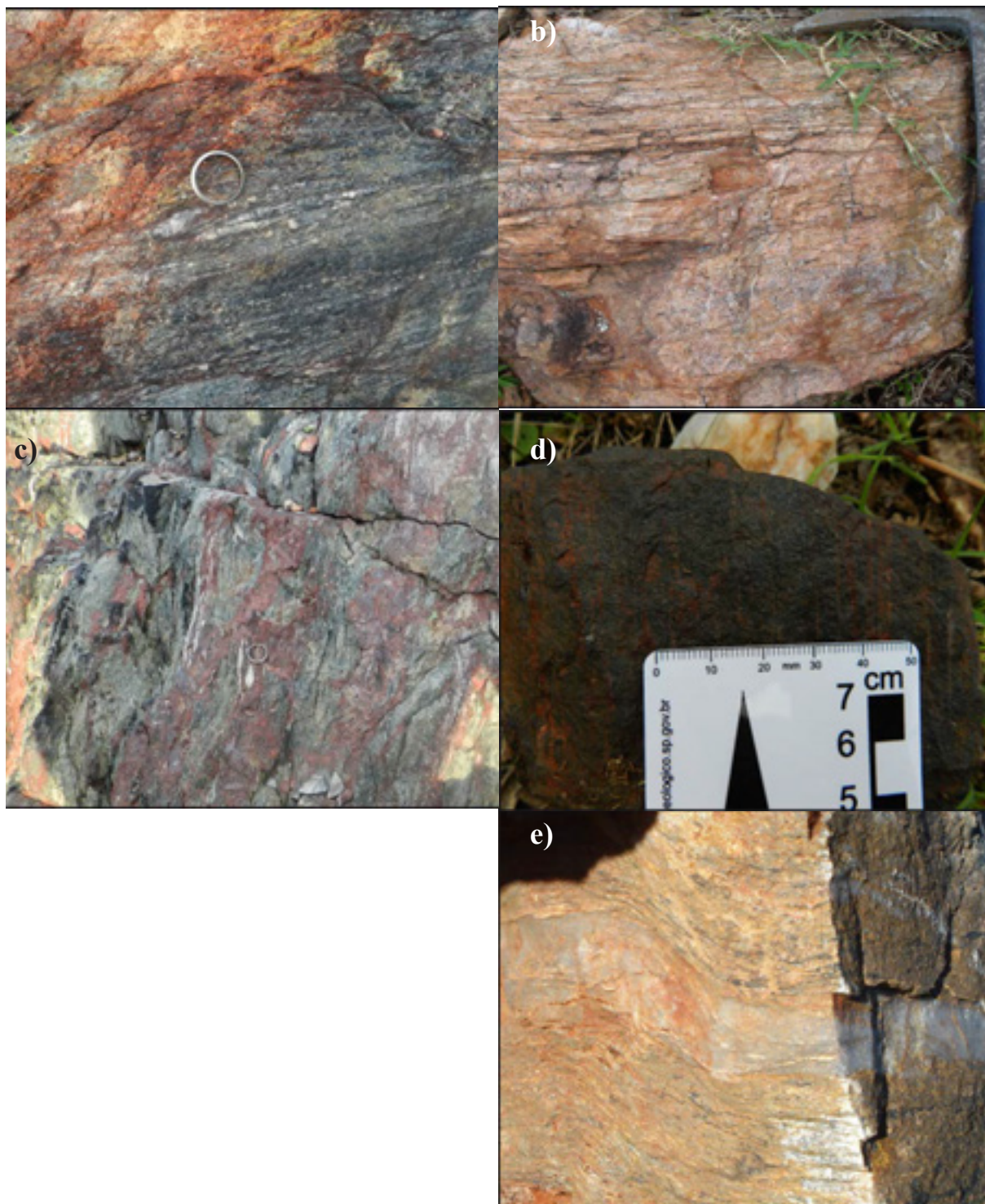


Figura A.2 - a) Gneis oscuro, rico en máficos y cuarzo b) Gneis-Milonítico rosa, rico en feldspato (Punto 104) c) Gneis de coloraciones verdosas y bordeaux asociado a uno de los yacimientos de BIF - Punto 7. d) muestra de las formaciones de hierro bandeado (BIF) no magnético en la zona e) Foliación milonítica y diques de cuarzo plegados (punto 44)

CP-193

Esquisto cuarzoso

Las cuarcitas presentan una fuerte foliación zonal, irregular, anastomosada y discreta debido al alto contenido en micas, moscovita y fucsita que le otorga una foliación esquistosa en muestra de mano.

El cuarzo, que abunda entre un 50% y 60%, se encuentra recrystalizado con bordes rectos y uniones triples, con estructuras de movimiento de borde de grano (windows, dragging, y bulging)

Como accesorio se observan turmalinas con pleocroismo incoloro-verde/negro.

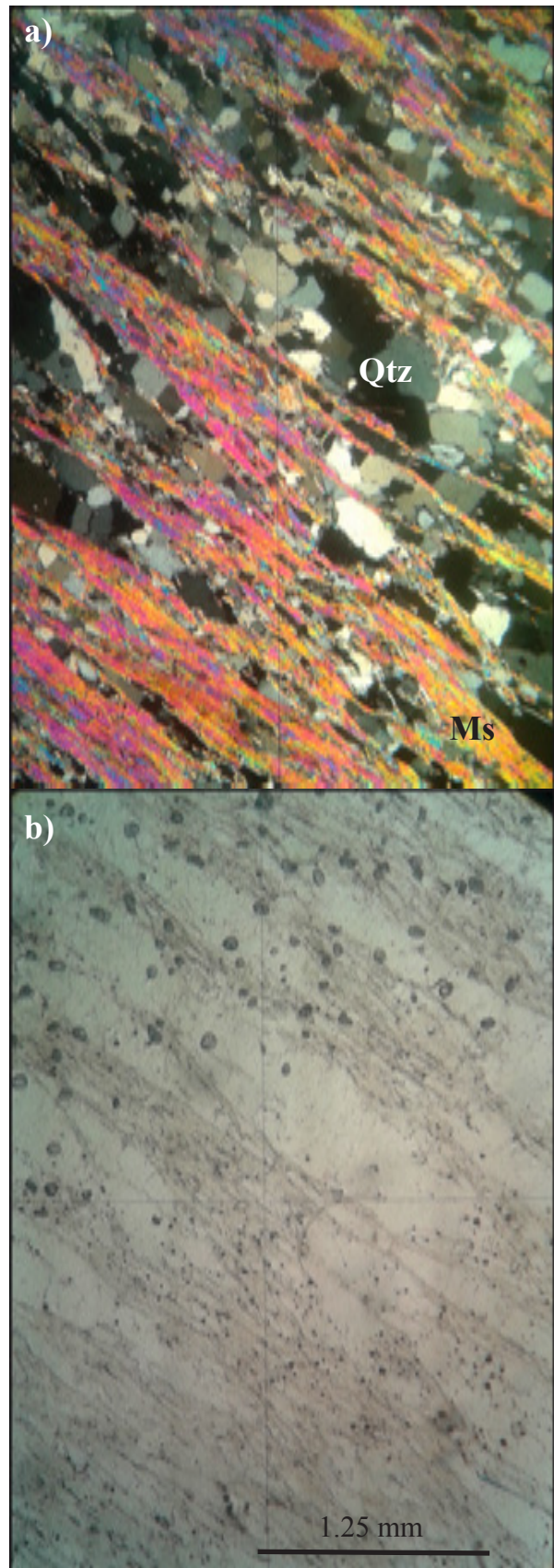


Figura A.3 - Corte petrográfico de la muestra CP-193, a: Luz polarizada. b: Luz normal. Ms: moscovita, Qtz: cuarzo.

Jcc/81-489
meta-arcosa

Esta muestra se compone principalmente de cristales de cuarzo, feldespato y moscovita, plagioclasa y opacos.

El cuarzo se encuentra recrystalizado presentando tendencia a uniones rectas. Los clastos de feldespatos se presentan angulosos con macla de microclina, maclas de deformación y extinción ondulosa. Las moscovitas se encuentran claramente recrystalizadas englobando cristales de cuarzo y feldespato y estableciendo una foliación irregular en la muestra.

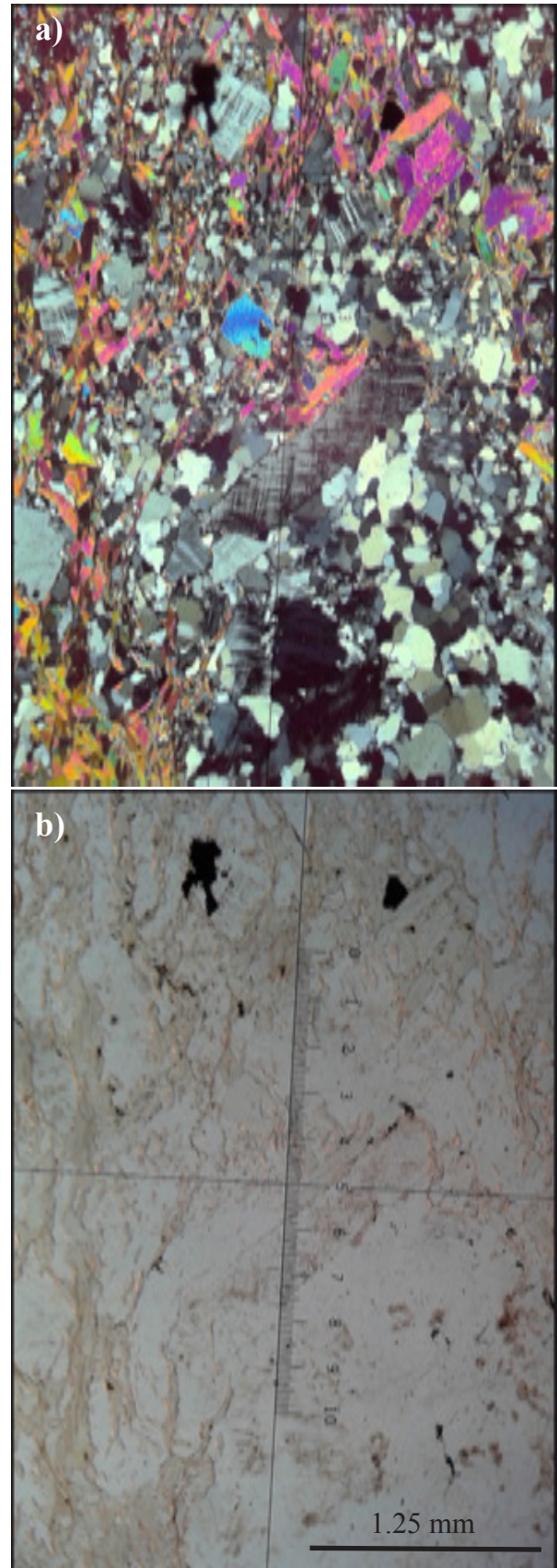


Figura A.4 -Corte petrográfico de la muestra Jcc/81-489, a: Luz polarizada. b: Luz normal. La regla (de 0 a 10) en las imágenes equivale a 2.5mm.

CP-7a BIF

Las cuarcitas con niveles de óxidos de hierro no magnéticos, presentan una fuerte foliación, irregular, dada por la orientación de los óxidos.

El cuarzo con una abundancia relativa del 70% se encuentra recrystalizado con bordes rectos y uniones triples, con estructuras de movimiento de borde de grano (windows, dragging, y bulging, cuarzoes poikiliticos) Todos los cuarzoes presentan extinción ondulante.

Como accesorio se observan moscovitas y biotitas.

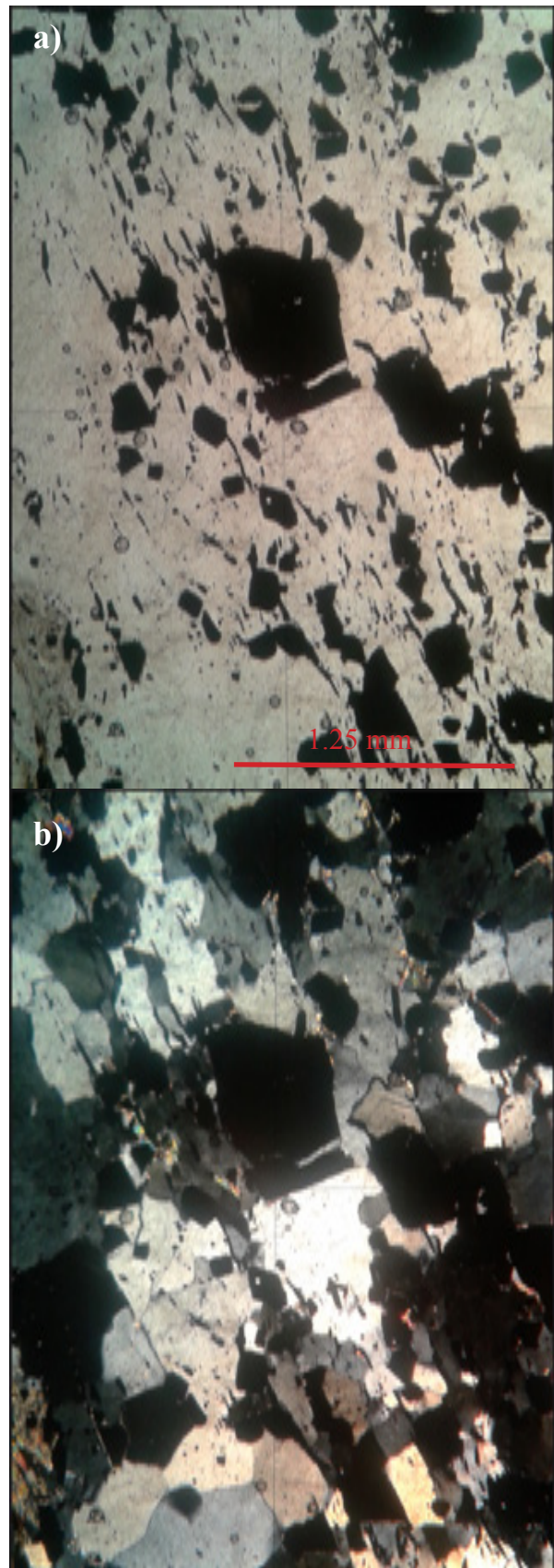


Figura A.5 - Corte petrográfico de la muestra CP-7a; a: Luz normal. b: Luz polarizada.

CP-7c BIF

Las cuarcitas fuertemente foliadas con niveles de óxidos de hierro no magnéticos (hasta 50% en abundancia), presentan una fuerte foliación, irregular, dada por la orientación de los óxidos.

El cuarzo se encuentra recrystalizado con bordes rectos y uniones triples, con estructuras de movimiento de borde de grano (windows, dragging, y bulging, cuarzoes poikilitos) Todos los cuarzoes presentan extinción ondulante.

Como accesorio se observan moscovitas y biotitas.

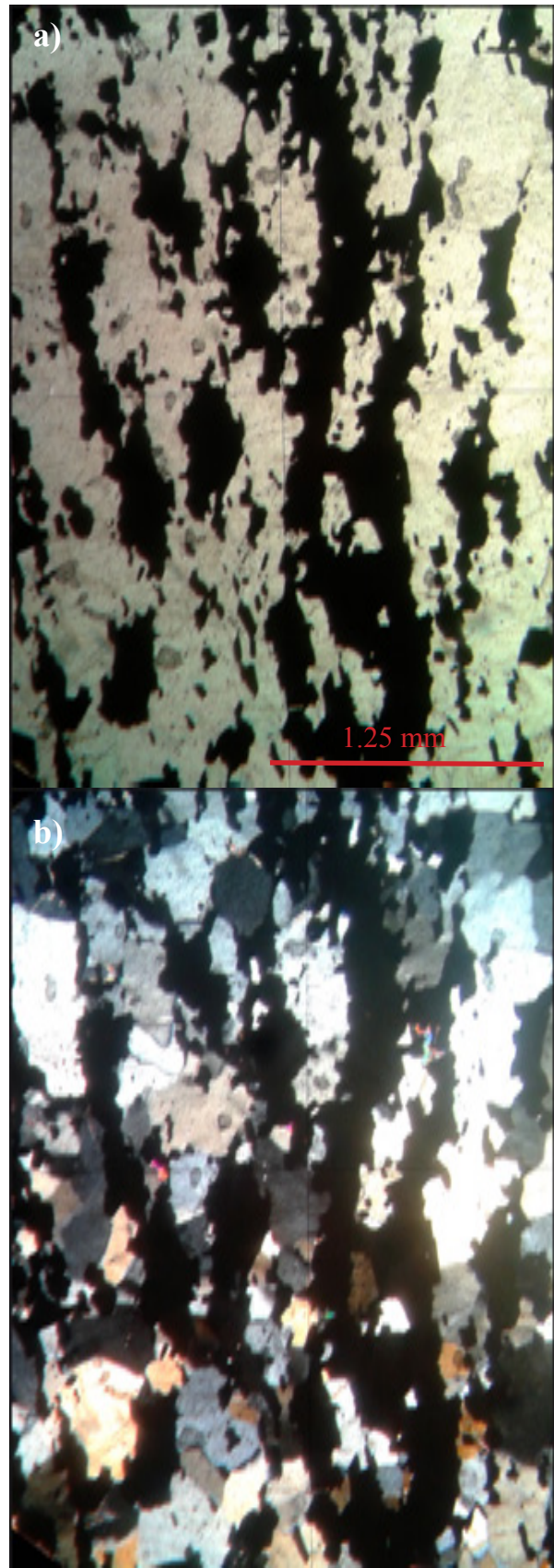


Figura A.6 - Corte petrográfico de la muestra CP-7c; a: Luz normal. b: Luz polarizada.

CP-7b

Brecha

Muestra de basamento con textura brechoide, compuesta predominantemente por cuarzo, talco, filosilicatos incoloros y óxidos de hierro (hematita). La muestra presenta foliación irregular determinada por la alineación de los filosilicatos y opacos.

Como porfidoblastos se observan turmalinas con pleocroísmo incoloro-verde/negro y óxidos de hierro.

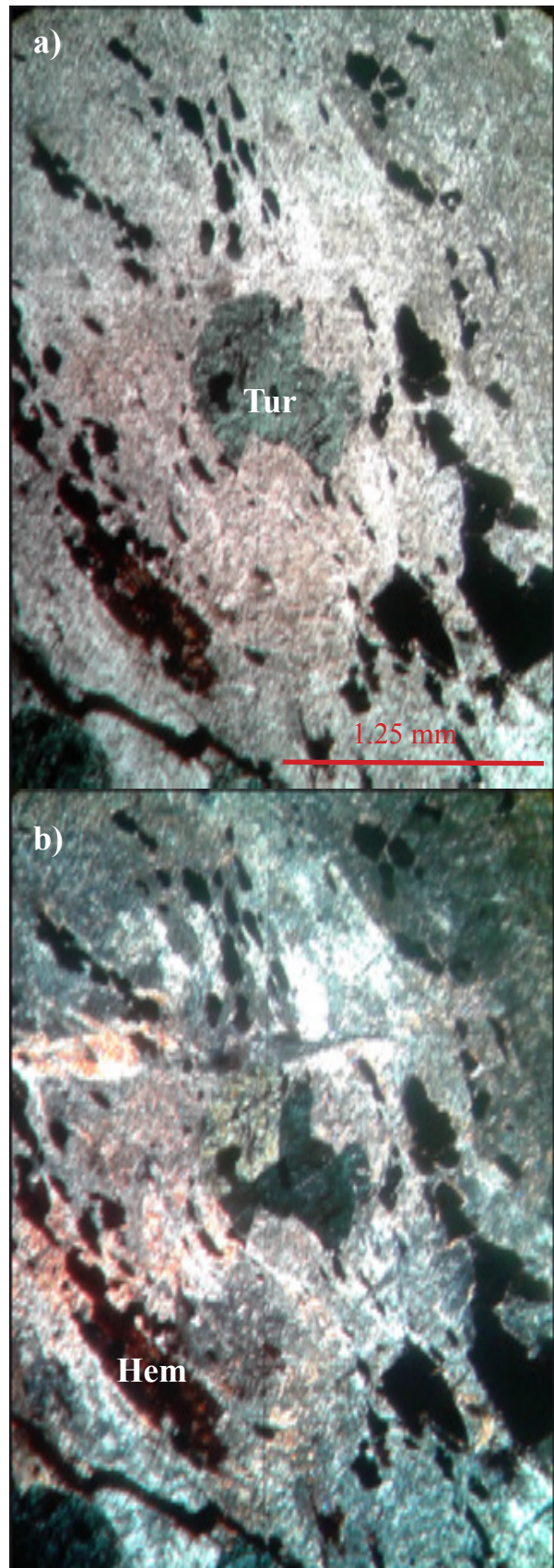


Figura A.7 - Corte petrográfico de la muestra CP-7b; a: Luz normal. b: Luz polarizada. Hem: hematitas, Tur: turmalina.

B- Litodema Tarumán

Describimos aquí una nueva unidad compuesta por cuarcitas, metaconglomerados, esquistos calcáreos, filitas y marmoles, afectadas por metamorfismo medio y alta deformación. Esta unidad se suprayace al basamento cristalino; sin embargo la naturaleza exacta del contacto con el mismo no ha podido ser observado con claridad. Esta unidad es de posible correlación con la Unidad Campanero (sensu Sánchez Bettucci et al. 2003), aunque mas estudios son necesarios para corroborar la misma.

Consideramos nombrarla segun un termino litodemico*, basados en el código de nomenclatura ISC y NASC, por considerarlo mas apropiado para la unidad.

Litotipo y área tipo de esta unidad se encuentran ubicados al margen del camino vecinal que unía la Estancia Vidal con el poblado de Polanco, en el paso de la Cañada del Bañado Grande en las coordenadas



Figura B.1.- Cuarcita masiva foliada y levemente plegada con rumbos N60 50NW - Punto 15

33°52'23.57"S 54°59'11.18"O, entre la cañada Tarumán y la cañada de los Talas, en la Estancia Tarumán.

B.1 - Litología

Describiremos en secuencia las litologías observadas de Este a Oeste en el área tipo, de la misma. Un perfil litológico se presenta en la figuras 3.12, mostrando parte de la sucesión litológica observada.

Al menos un tercio de la unidad aflorante se compone de **cuarcitas** de grano muy fino a medio y masivas pero con importante foliación mesoscópica (Figura B.1). La foliación es paralela, por veces lenticular y anastomosada. Su coloracion es blanca con tonos ligeramente pardos.

En contacto con las cuarcitas se observan **metaconglomerados oligomícticos con cantos cuarcíticos** [*meta- oligomictic cobble-grade conglomerate*], fuertemente silicificadas y deformados, mostrando un importante estiramiento (fig B.1, y B.6) o aplastamiento de los clastos (fig B.3). Los clastos se componen principalmente de cuarcitas blancas y negras, con tamaños entre los 5cm y los 25cm. Cortes en las muestras recolectadas revelan la presencia de clastos feldespáticos fracturados y redondeados pero poco deformados (Figura B.6.e). El estiramiento observado alcanza relaciones axiales 7:1 entre los ejes mayor y menor. El aplastamiento observado lleva a los cantos a formas discoidales con relaciones axiales 3:1 entre

* Otros autores han aplicado anteriormente la nomenclatura del código Norte Americano en la geología del Uruguay: Peel (2012), Masquelin (2001), Sanchez Bettucci (1998).

los ejes mayores y el eje menor. Se observan secciones de mayor deformación de los conglomerados (figura B.1 y B.6.a) en los que presentan claro estiramiento y deformación dúctil. El tamaño de los clastos crece en dirección al “tope” de la unidad estructural.

En secuencia “bajo” los conglomerados se observan niveles de **cuarcitas** de colores naranja, porosa, con preservación de la granulometría original. Intercalados con estas litologías se observan **esquistos calcáreos con sericita** de colores grisáceo con fuerte foliación por crenulación y niveles de material fino pulverulento de colores ocres (óxido de hierro) (Figura B.4 y B.5). Los niveles cuarcíticos y esquistosos alcanzan espesores decimétricos pero muestran una clara variación en su espesor alcanzando apenas milímetros ondulando y lenticularizándose, sugiriendo un estiramiento importante. A veces presenta fucsita.

Prosiguiendo con la secuencia se observan **filitas** con fuerte foliación y pliegues de tipo kink y *chevrón* interestratificadas con mármoles que en las proximidades con las filitas presentan la misma foliación y plegamiento. (Figura B.4) Estos mármoles son de coloraciones claras, amarillentas y rosadas, presentando bandeado interno y frecuentes diaclasas. Dentro de las filitas se observan niveles calcáreos y lo que parecen ser bloques generando pliegues tipo kink en la foliación general (Figura B.4.d). Los pliegues de esta unidad litológica afectan a la foliación, son multicapa, armónicos, paralelos, en chebrón y presentan ángulos entre los flancos entre los 45° y 30°. La orientación de los ejes de los pliegues es irregular.



Figura B.2 - Conglomerado oligomítico de clastos cuarcíticos. Se observa la foliación dada por el estiramiento y deformación de los clastos de cuarcitas blancas y negras en una matriz silíceo. 52



Figura B.3 - Conglomerado oligomítico de clastos cuarcíticos. Se observa la foliación dada por el aplastamiento y estiramiento de los clastos. (Punto 250)



Figura B.4 - a: Cuarzitas Tarumán. **b:** Pliegues chevron en filitas (punto 170). **c:** Pliegues chevron de filitas intercaladas con mármoles (punto 166). **d:** Pliegue del tipo kink (armonicos cilindricos multicapa) en filitas debido a la presencia de “bloques” de mármoles (Mbl) intercalados con las filitas. (Phyl) (punto 171). **e:** Pliegue del tipo kink en niveles de filitas (Phyl) y mármoles (Mbl) (punto 254). **f:** Pliegue del tipo kink en roca con bandeado de filitas y mármoles (punto 172).

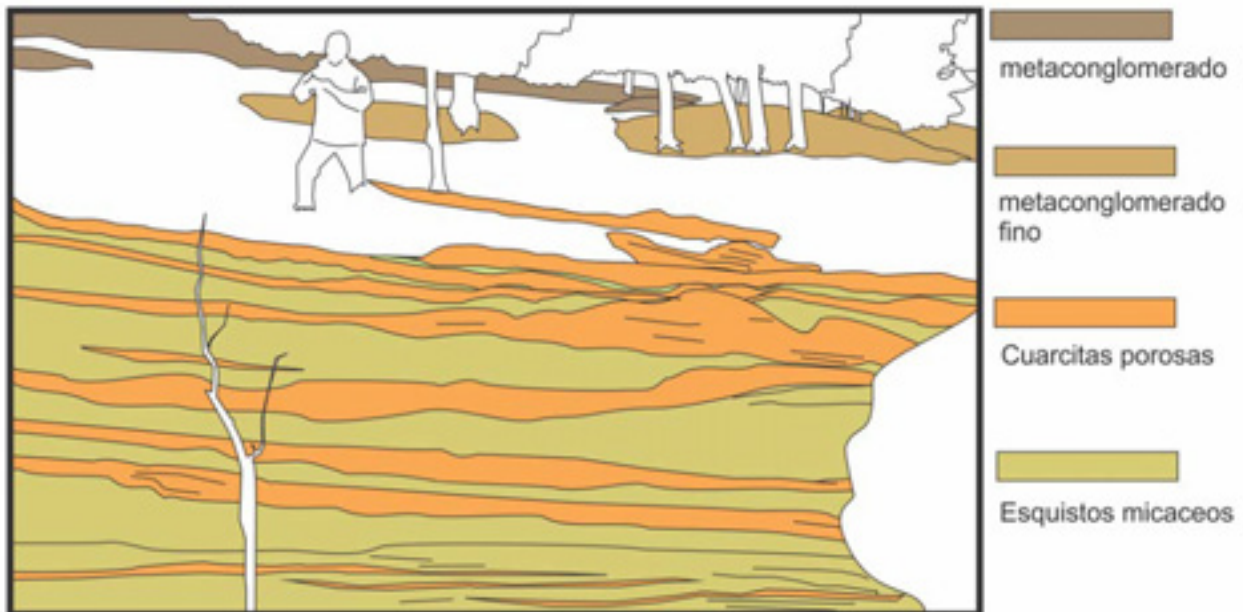


Figura B.5 - Perfil de litologías aflorantes sobre el Arroyo Cañada del Bañado Grande. El buzamiento observado en las capas sin declinar es de 230/30, la lineación de la crenulación sigue una actitud de 30/45 en disección al observador.



Figura B.6 - a: Conglomerado con deformación dúctil de los clastos (Punto 207). **b:** Conglomerado deformado con clastos oblatos/discoidales (Punto 250), **c:** Conglomerado deformado con clastos fracturados (Punto 200), **d:** Bloque roto de conglomerado deformado mostrando la foliación de la matriz (Punto 207), **e:** clastos de cuarzo y feldespato en el conglomerado Tarumán, con clastos de feldespato (fds) y cuarzo (qtz) (punto 326).

Jcc/81-32
Cuarcita

Roca compuesta principalmente por cristales de cuarzo equigranulares de tamaño medio 0.03mm (fracción limo) de textura granoblástica. Se observan cúmulos de cristales más grandes promediando 0.08mm hasta 0.25mm (fracción arena muy fina a media)

Los contactos de los cristales son suturados, con tendencia a bordes rectos y uniones triples.

Los cúmulos presentan bordes irregulares interlobados, extinción ondulante y formación de subgranos.

Los cristales no presentan fracturas, ni lineaciones preferenciales.

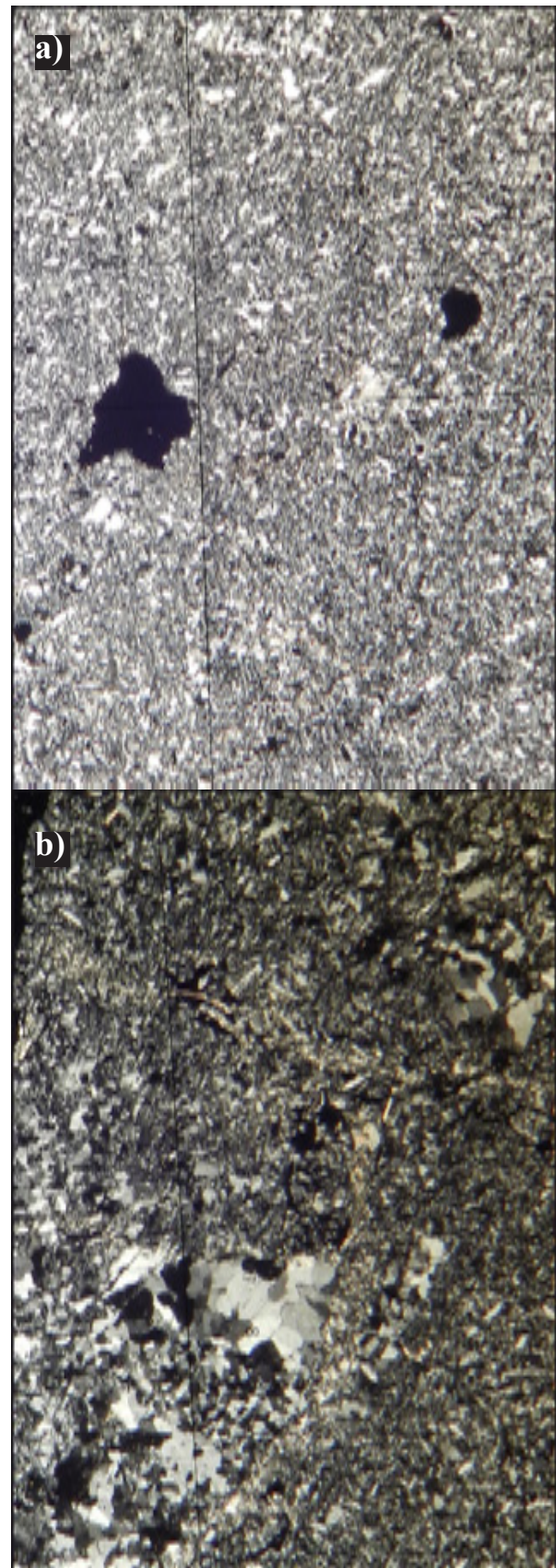


Figura B.7 - Corte petrográfico de la muestra Jcc/81-32, a: Luz polarizada. b: Luz polarizada. La regla completa en las imágenes equivale a 2.5mm.

Jcc/81-495
Cuarcita

La muestra se compone principalmente por cristales de cuarzo, de tamaño no superior a 1mm, con fuerte evidencia de recrystalización, crecimientos de borde y presencia de uniones tanto interlobadas como rectas entre los granos. Como accesorios se aprecia la presencia de opacos subhédricos dispersos en no mas de 1%, también se identifica moscovita, epidoto y esfenos euhédricos.

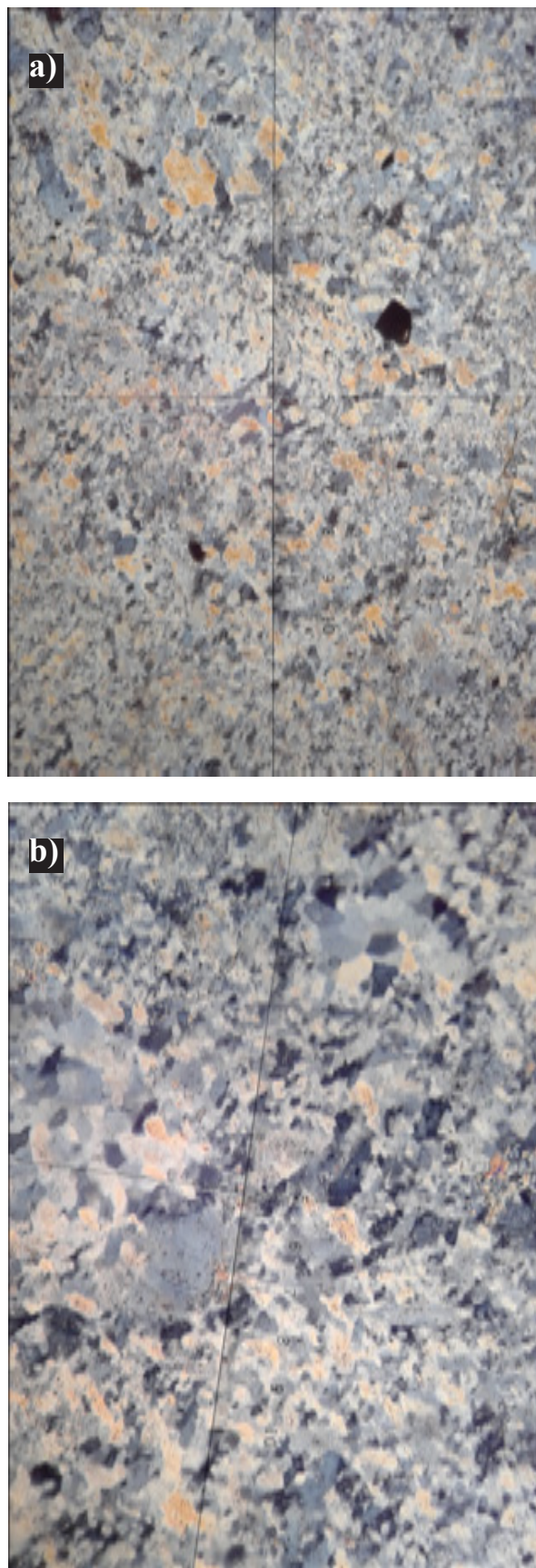


Figura B.8 - Corte petrográfico de la muestra Jcc/81-495, a: Luz polarizada La escala en la imagen equivale a 2.5mm. b: Luz polarizada, la regla en la imagen equivale a 1mm.

Jcc/81-494

Brecha

Se trata de una roca compuesta principalmente de clastos de chert y cuarcita, de carácter angulosos, alargados y fracturados, centimétricos a milimétricos, en una matriz opaca.

Los clastos de cuarzo presentan bordes angulosos, etincion ondulosa y migración de borde a baja temperatura. Los clastos de chert presentan numerosas venillas rellenas con cuarzo.

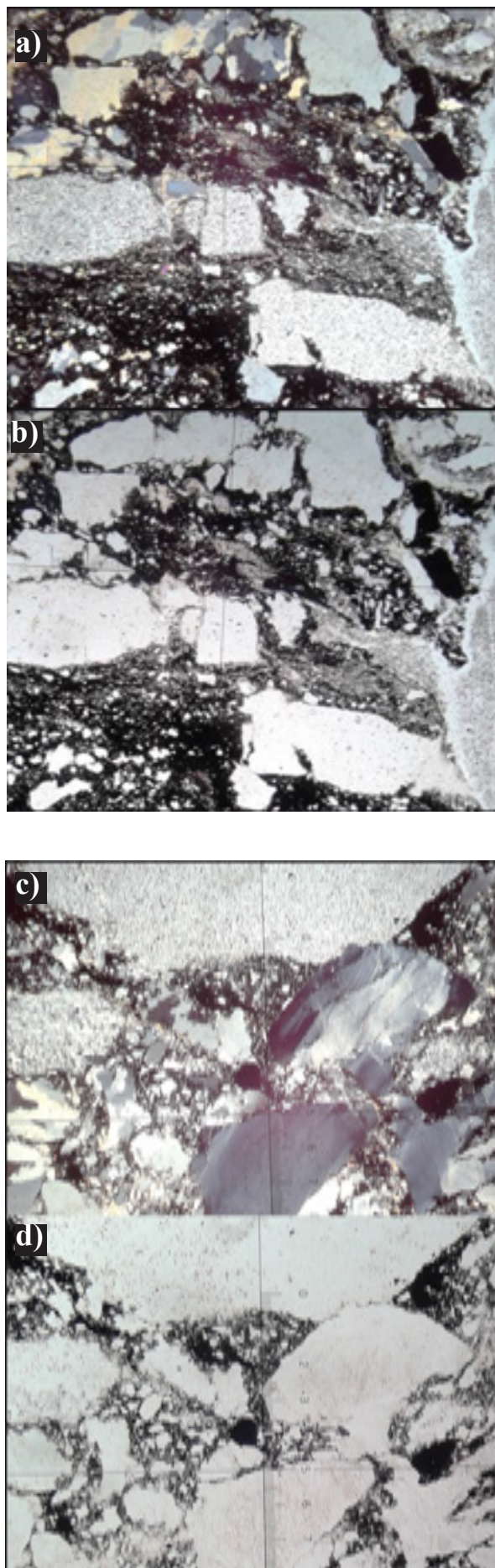
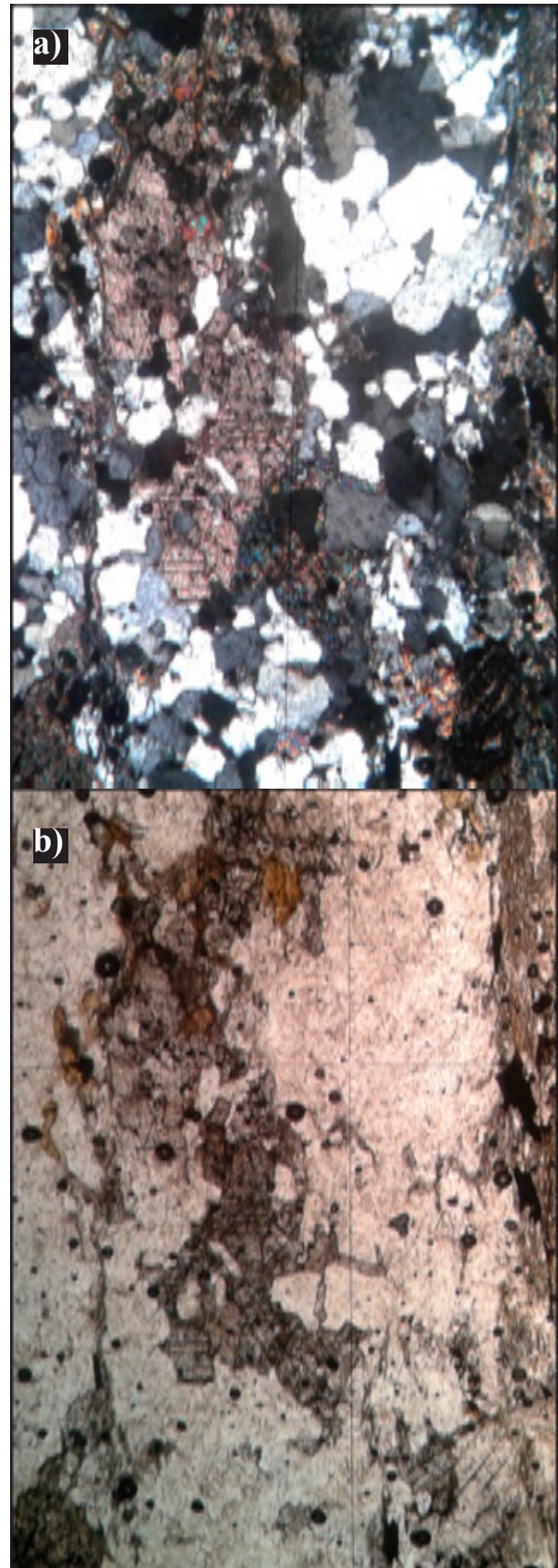


Figura B.9 - Corte petrográfico de la muestra Jcc/81-494, a: Luz polarizada, b: Luz normal, c: Luz polarizada, d: Luz normal. La regla completa en las imágenes equivale a 2.5mm.

CP-16.a
Esquisto¹ calcosilicatado

Roca compuesta por cristales de cuarzo y carbonato agrupados en lentes en una foliación irregular. Los dominos de foliación se componen de epidoto, sericita, cuarzo, carbonato, anfíboles y opacos.

Los Cuarzos presentan contactos interlobados a rectos entre sí, con abundantes uniones triples, indicando un predominio de condiciones de recrystalización dinámica.



1 “...schist, gneiss and granofels (...) have only a structural connotation, with no mineralogical or compositional implication” (Schmid et al. 2007)

Figura B.10 - Corte petrográfico de la muestra CP-16a, a: Luz polarizada. b: Luz polarizada. La regla en las imágenes equivale a 2.5mm.

CP-16.b
Meta-arcosa

Roca compuesta por clastos de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y en menor medida opacos, fracción arena fina a media, tanto angulosos como redondeados. Todos los clastos presentan extinción ondulosa y contactos concavo convexos. Los clastos de feldespato presentan maclas de deformación. La matriz de la roca se compone de cuarzo, sericita, epidoto, moscovita y opacos.

Se observan bandas irregulares de sericita y moscovita recrystalizada y deformada con pliegues tipo kink.

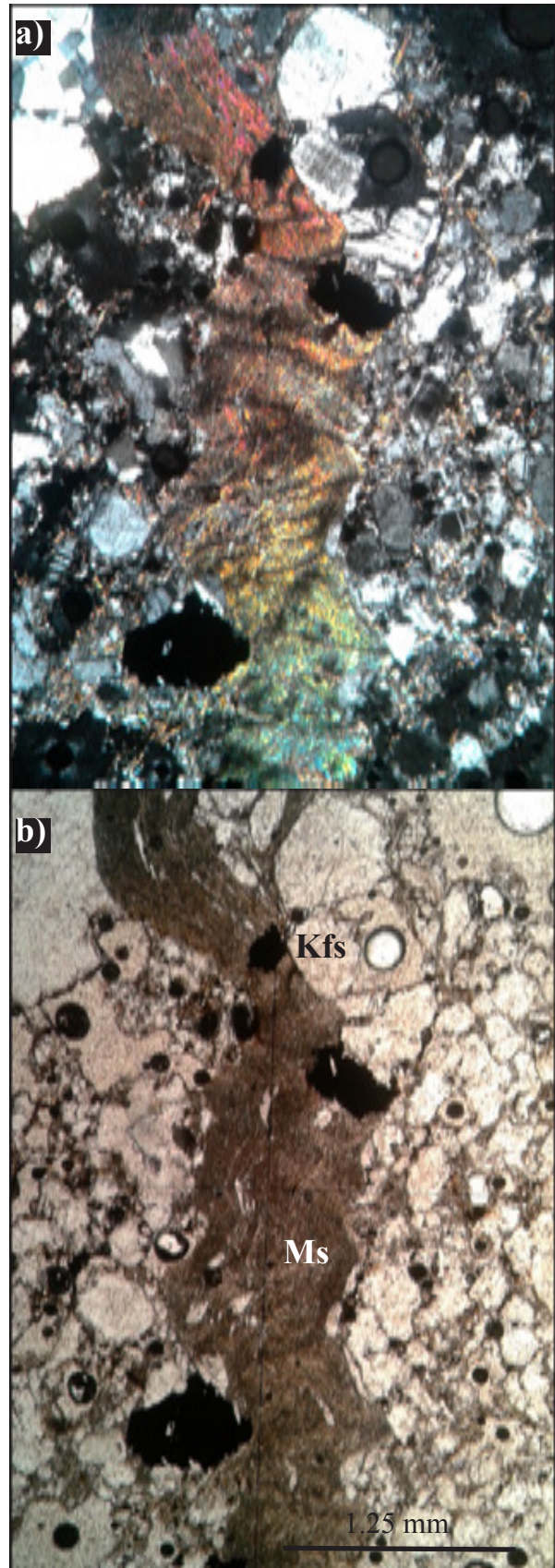
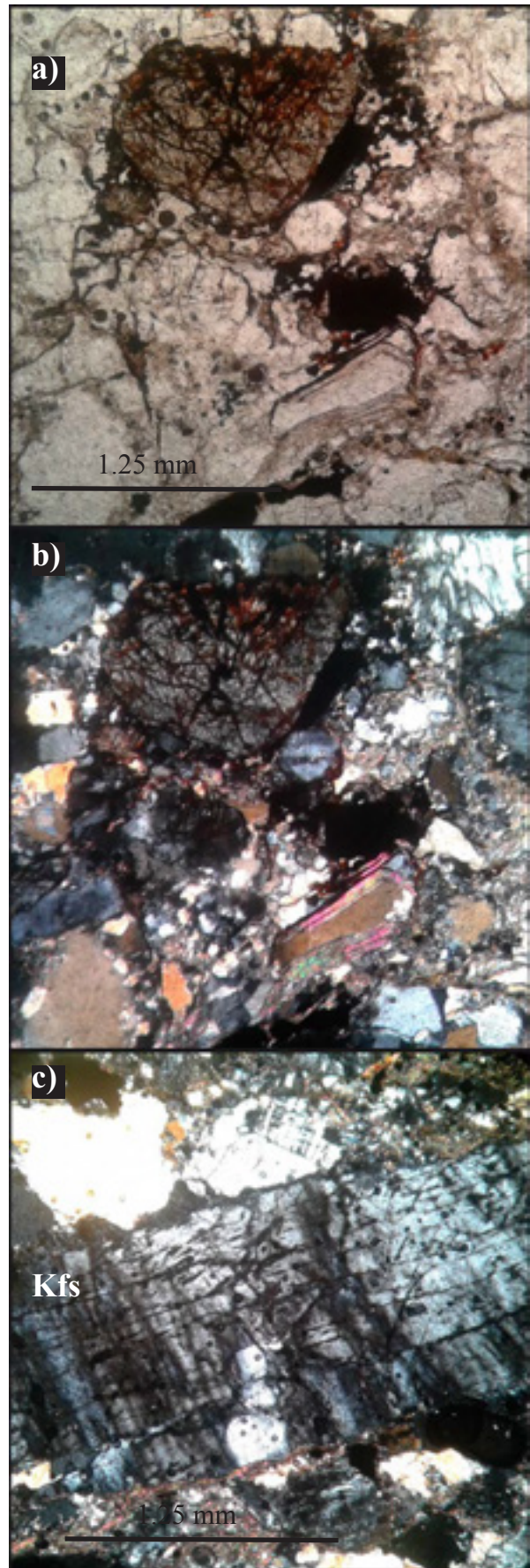


Figura B.11 - Corte petrográfico de la muestra CP-16b, a: Luz polarizada. b: Luz polarizada. La escala en las imágenes equivale a 2.5mm. Ms: moscovita, Kfs: feldespato potasico.

CP-17.a
Meta-Conglomerado

Roca compuesta por clastos de cuarzo, feldespato, plagioclasa y en menor medida moscovita y opacos, fracción arena fina a gravilla. Todos los clastos presentan extinción ondulante particularmente los feldespatos. Los clastos de los feldespatos aparecen tabulares y redondeados, la macla tipo tablero de ajedrez es muy común. El cuarzo en la matriz se observa recrystalizado con uniones triples y bordes rectos y estructuras de crecimiento de borde.

Figura B.12 - Corte petrográfico de la muestra CP-17a, a: Luz normal, b: Luz polarizada, c: Luz polarizada, d: Luz polarizada. La escala en las imágenes equivale a 2.5mm. Kfs: feldespato potasico,



CP-17.b
Esquisto

Roca compuesta por clastos de cuarzo, feldespato y carbonato agrupados en lentes en una foliacion irregular anastomosada gradual. Los dominios de foliacion se componen de epidoto, sericita, cuarzo, carbonato, anfíboles, opacos.

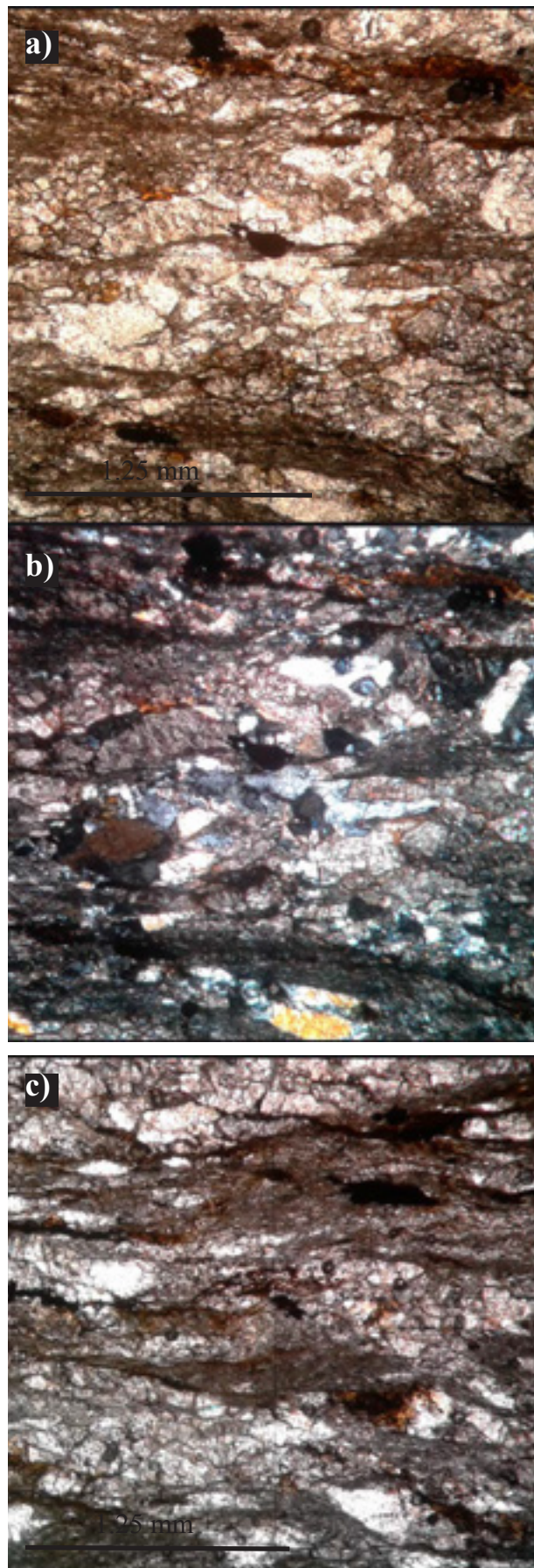


Figura B.13 - Corte petrográfico de la muestra CP-17b, a: Luz normal, b: Luz polarizada, c: Luz normal. La escala en las imágenes equivale a 2.5mm.

Jcc/81-492

Mármol impuro de grano fino

Muestra compuesta 95% por clastos de calcáreos y 5% clastos de chert redondeados que promedia 1mm, en una matriz de escasa de igual composición con un tamaño medio de los clastos de 0.125mm, unidos por cemento hematítico y cemento carbonático.

Se observan juntas estilolíticas.

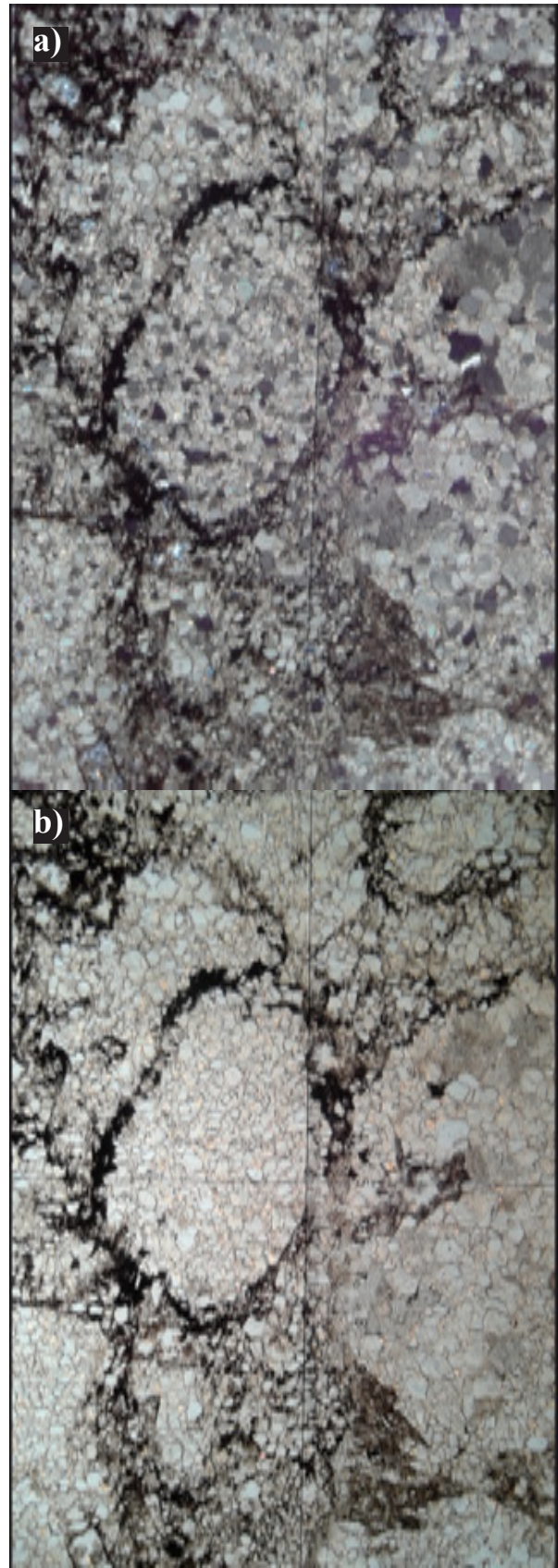


Figura B.14 - Corte petrográfico de la muestra jcc/81-492, a: Luz polarizada, b: Luz normal. La **regla** en las imágenes equivale a 2.5mm.

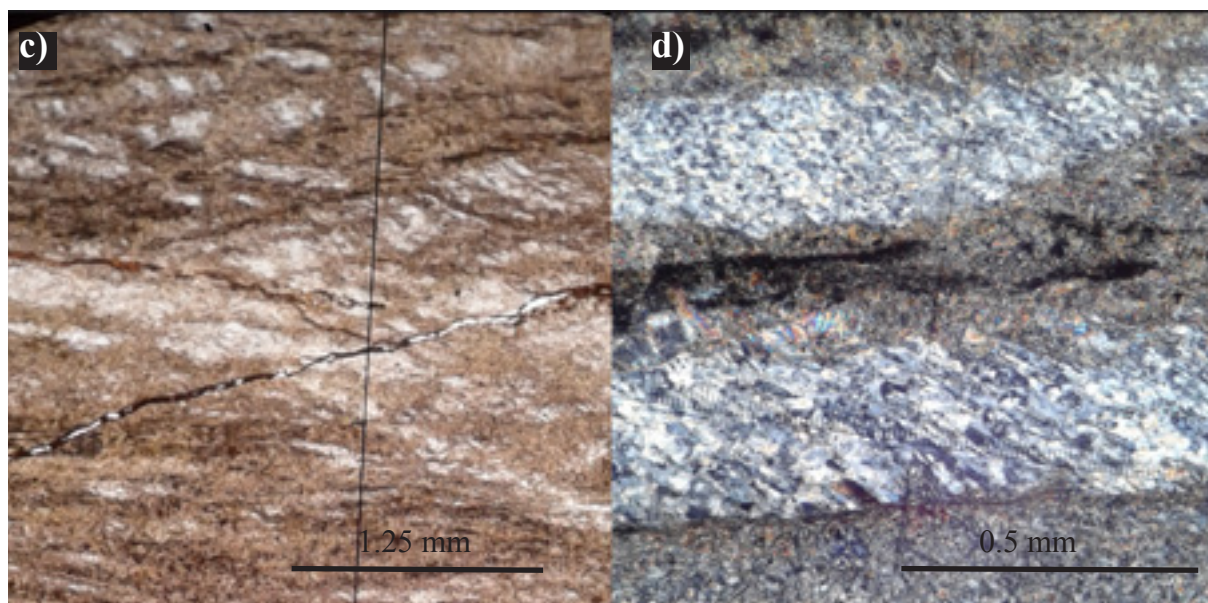
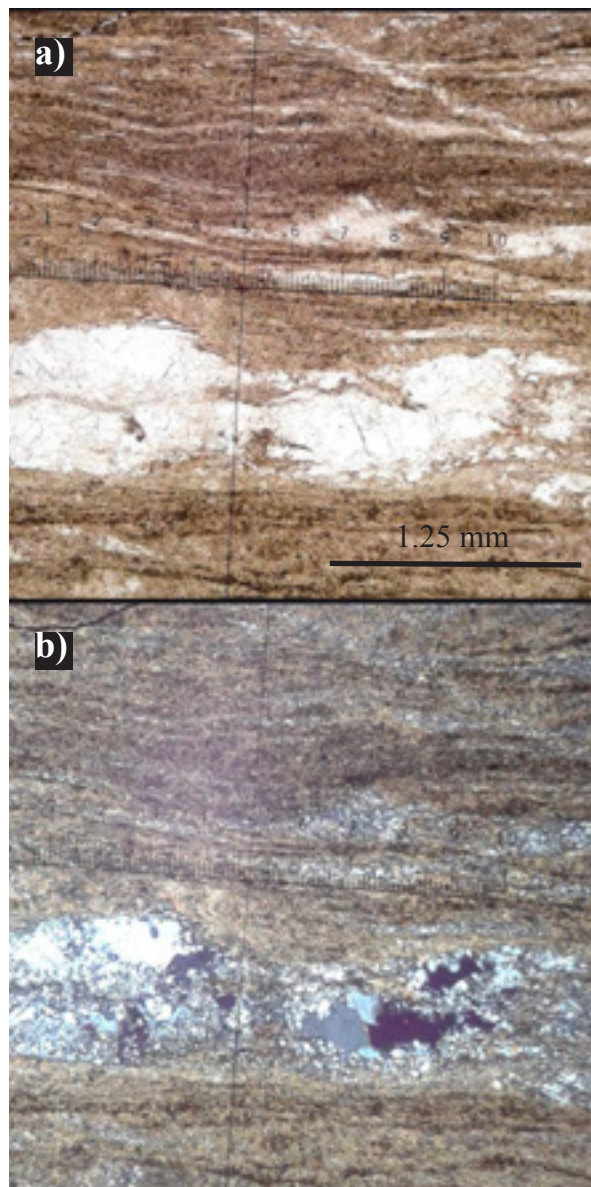
Jcc/81-493
Filita/Esquisto

La muestra se caracteriza por una foliación espaciada, suave, entre paralela y anastomosada y con una relación transicional discreta. Esto señala una estructura en dominios de clivaje y dominios de microlitones, parcialmente segmentados mostrando transposición en el bandeado metamórfico.

El dominio de clivaje se encuentra caracterizado por la presencia de opacos, clorita, anfíboles, esfeno y rutilo. Se aprecia un clivaje de crenulación a 20 grados de la foliación (Figura B.15.c).

El dominio de microlitones se compone principalmente de cuarzo, en el que se aprecia fenómenos de recristalización: migración de borde y cristales euedricos. Se aprecia una lineación en los cristales a 40° de la foliación y 60° del clivaje de crenulación.

Figura B.15 - Corte petrográfico de la muestra Jcc/81-493, a: Luz normal, b: Luz polarizada, c: Luz normal, d: Luz polarizada. para a,b y c la escala en las imágenes equivale a 2.5mm. Para 'd' la escala en las imágenes equivale a 1mm.



B.2 - Petrología y metamorfismo

Los cortes petrográficos observados de la unidad presentan fenómenos de recristalización del cuarzo (laminas Jcc/81-32, 493, 494 y 495). Asimismo, las asociación minerales de clorita + anfíbol + epidoto indica metamorfismo en facies esquistos verdes (láminas Jcc/81 - 489, 493). Se observa reducción del tamaño de grano en el cuarzo, feldespato potásico fracturado, micas deformadas y carbonatos recristalizados.

B.3 - Estructura

Los clastos cuarcíticos del conglomerado presentan relaciones de forma, entre el eje menor y el eje mayor que varían entre 1:2 hasta 1:16, con una media en la relación 1:6 (figura B.16). No puede establecerse sin embargo cual era la forma original de los clastos deformados, por

lo que no puede calcularse exactamente la elongación real de la forma. Sin embargo, las relaciones de forma cercanas a 1:6, claramente no sedimentaria, evidencia el intenso estiramiento de los mismos. Asimismo se observa lenticularización y bordes cuspidos y plegamiento en los clastos (figuras B.2, B.3, B.6)

La matriz del conglomerado se presenta masiva a foliada según la dirección de los clastos. (Figuras B.2 y B.6.d)

Los pliegues identificados en las filitas (previamente descritos) son del tipo activo asociado a fenómenos de compresión.

Los niveles (*estratos*) litológicos presentan dos actitudes claramente distintas una 230/52 y otra 74/87 (Figura B.18 y tabla B.1) según estén al este o al oeste de la unidad aflorante

B.4 - Interpretación Estructural

La deformación dúctil de los clastos de

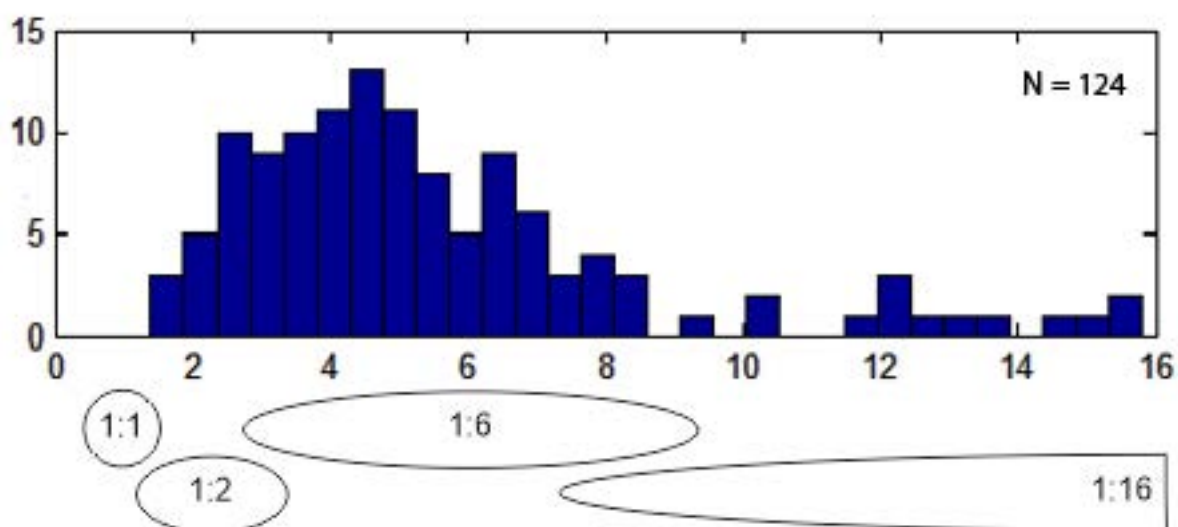


Figura 3.16 - histograma de relaciones de forma entre los ejes mayor y menor medidos en 124 clastos del meta-conglomerado. El eje *x* muestra indica las relaciones eje mayor/eje menor, el eje *y* abundancia de muestras para cada relación. Bajo el eje *x* se esquematizan de izquierda a derecha, elipses con relación 1:1 (circulo), 1:2, 1:6 y 1:16

cuarzo y su poca recristalización indica que la unidad se encontraba bajo esfuerzo, en el dominio dúctil o frágil-dúctil del cuarzo, a profundidades superiores a los 10 km y con temperaturas no superiores a los 300°C mientras que la fracturación de los feldespatos y su poca deformación permite estimar que no se alcanzó el límite dúctil-frágil para el mismo, establecido aproximadamente entre los 20 y 30 km y menos de 450°C (Fossen 2010 p. 115; Passchier & Trow 2005, p 56-59) Estas características permiten deducir que la unidad debe presentar metamorfismo en facies esquistos verdes o según los diagramas P-T también esquistos azules. Los análisis petrográficos confirman el metamorfismo en facies esquistos ver-

des, mientras que asociaciones petroec-tónicas de la región permiten descartar la posibilidad de que se encuentre en facies de esquistos azules.

Los cambios de actitud en la unidad y la fuerte deformación de varios de sus niveles (*estratos*) indican que la unidad se encuentra plegada.

También es posible argüir una clara preservación de la secuencia original, por lo tanto interpretando a los diversos niveles litológicos como estratos. Sin embargo, aunque la secuencia original puede estar preservada, no puede ni debe asumirse lo mismo de sus espesores y polaridad. Por lo tanto, no es posible determinar si se trata de una secuencia grano creciente o decreciente.

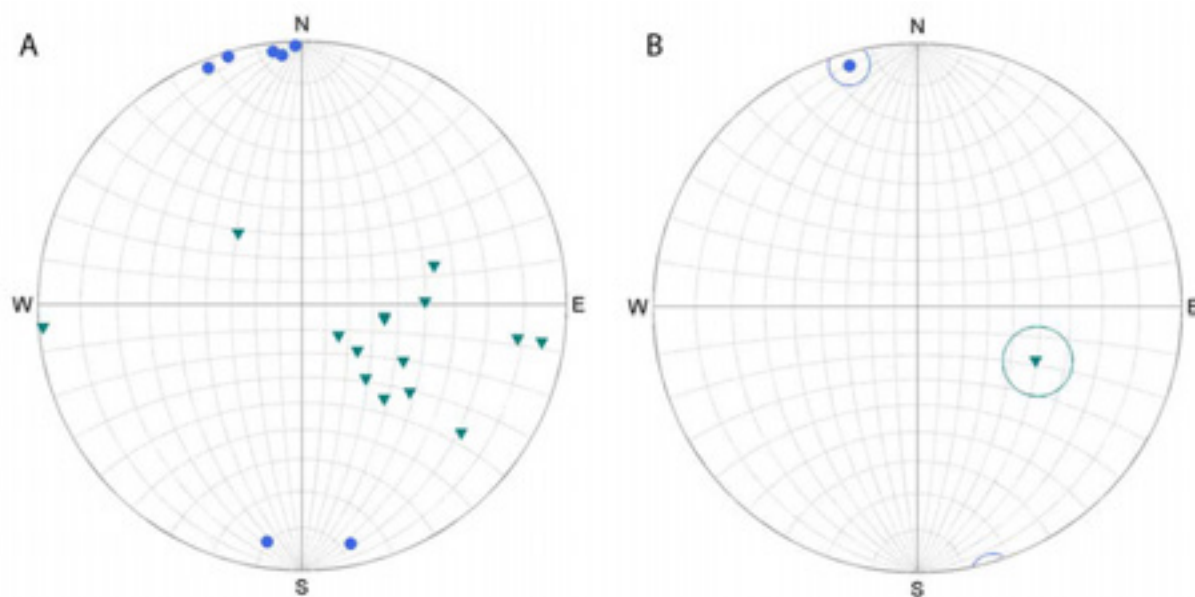


Figura B.17. A) Polos de los niveles litológicos (*estratos*) obtenidos en este trabajo para la formación Taruman. Los datos son divididos según estén; al este ▼, o al oeste ● de la unidad. B) Media e intervalo de error alfa 95 para los polos de los niveles litológicos (*estratos*), de la figura A). ver tabla B.1.

roca	rumbo	buz.	α_{95}	ϕ_{95}	ϕ_{63}	k	N
●	203	52	2.166	43.43	25.13	10.38	14
▼	74	87	4.7	12.5	7.2	124.7	7

Tabla B.1- Actitud media y parámetros estadísticos de los datos recopilados en este trabajo. (ver figura B.18)

La foliación y lineación mineral presente en los esquistos intercalados con los paquetes de arenisca (figura B.5) permiten presumir que estos niveles estuvieron sujetos a esfuerzo de cizalla, funcionando como “patines” en el bandeamiento. Mientras que las cuarcitas funcionaron de forma mas rígida. Siguiendo un modelo de deformación del tipo *flexural slip* (Figura B.18. b).

Los niveles conglomerádicos y niveles de cuarzo masivo, al no presentar niveles pelíticos en su interior, debieron presentar un comportamiento mas dúctil durante la deformación (*flexural flow*) lo que explica la intensa esquistosidad interna que presentan estos niveles (figuras B.1 y B.6); en contraste con escasa esquistosidad de los niveles cuarcíticos intercalados con los esquistos.

Esta diferencia de comportamientos reológicos permitiría explicar por qué niveles con tanta deformación dúctil se encuentran asociados a niveles con tan poca deformación interna.

Otra interpretación posible, es que la secuencia original se encuentre total o parcialmente repetida debido a intercalaciones tectónicas (Figura B.18.a). En este caso las foliaciones y lineaciones minerales presentes en los esquistos puede

asociarse a fenómenos de cizallamiento por fallas. Sin embargo la deformación de los niveles conglomerádicos no puede ser explicada por el proceso de intercalación tectónica (por movimientos de falla) y debe vincularse a un proceso de deformación anterior. En virtud del principio de parsimonia (Navaja de Okham) descartamos esta hipótesis que requiere dos procesos en lugar de uno y presenta poca consistencia con la escala de las observaciones. Sin embargo mas estudios son necesarios a fin de corroborar si esta unidad esta formada por la intercalación tectónica de distintas unidades.

Por otro lado, los *kinks*, *chevrons* y *crenulaciones* observados (Figuras B.4, B.12, B.15) indicarían la acción de más de un segundo (o tercer) evento de deformación; porque en este caso es la propia foliación la que se encuentra plegada.

B.5 - Interpretación ambiental y tectónica

Poco puede interpretarse de la unidad hasta no determinar fehacientemente su estructura y continuidad vertical de los supuestos “estratos” observados.

Asumiendo que la unidad representa un continuo, puede interpretársela como

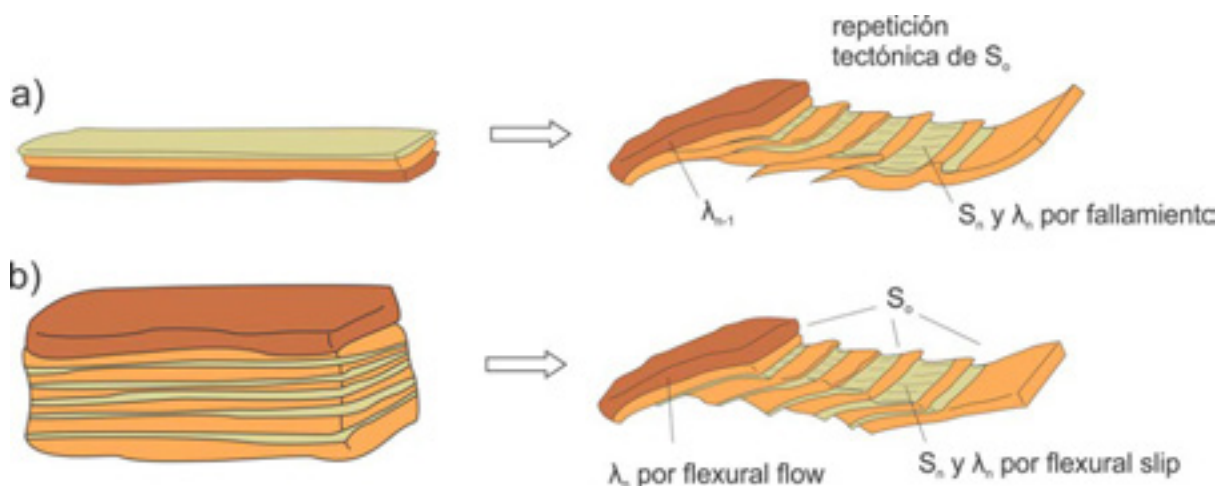


Figura B.18 - Modelos para la estructura del Litodema Tarumán. a: modelo de intercalación tectónica de la unidad. b: modelo de plegamiento de la unidad.

una sucesión grano creciente (o decreciente), compuesta originalmente de base a tope (o de tope a base) por rocas carbonáticas, pelitas intercaladas con mármoles impuros, pelitas, pelitas intercaladas con areniscas, conglomerados oligomícticos gravillosos y conglomerados oligomíctico de cantos y bloques. Los depósitos carbonáticos implican un clima cálido y aguas someras para su deposición. Los depósitos pelíticos implican un régimen de baja energía. Mientras que los depósitos conglomerádicos, implican un régimen de alta energía, indicando una secuencia transicional.

El gran tamaño de los clastos sugiere proximidad al área fuente. La composición predominantemente oligomíctica, cuarzosa, del mismo indica una gran madurez composicional, por lo que se trataría de depósitos de segunda generación, implicando sedimentos intensamente retrabajados (Bogs, 2009, ítem 5.7.2; Pettijohn, 1957, cap. VI) Esto, a su vez, permite advertir que los clastos de esta unidad debieron presentar un muy buen redondeamiento y elipticidad al cual hoy se superpone el fenómeno de deformación. La presencia de clastos de feldespato indican una segunda fuente de aporte sedimentario proximal a la cuenca, ya que estos deben pertenecer a depósitos de primera generación.

B.6 -Correlaciones, discusión y problemas a resolver

Es posible establecer correlaciones tentativas entre el Litodema Tarumán y otras unidades geológicas previamente descritas. Sin embargo mayores estudios son requeridos para corroborar o descartar estas correlaciones.

La unidad conglomerádica del Litodema Tarumán puede correlacionarse con

los **Conglomerados de la Formación Salus** (Chiron 1982), 60km al Sur, los cuales parecen presentar las mismas asociaciones litológicas aunque no la misma deformación. Así mismo también puede extenderse la correlación con el **Grupo Cebollatí** y los **Conglomerados Cerros del Diamante** (Gaucher et al. 2014) en los cuales ha sido descrita deformaciones similares.

Asimismo, por su proximidad puede sugerirse una posible correlación entre los mármoles del Litodema Taruman y **Litodema Polanco**, sin embargo no se han observado contactos entre estas unidades.

Las unidades de cuarcitas, esquistos y mármoles de la unidad pueden ser correlacionados con la formación **Zanja del Tigre** (Sánchez Bettucci, 1998; Sánchez Bettucci et al. 2010).

Las relaciones de contacto de Litodema con el basamento cristalino permanecen poco claras. En particular las unidades de cuarcitas masivas que se encuentran en el límite de estas unidades y su relación con ambas permanece incierto.

C - Litodema Polanco

No puede abordarse esta unidad sin comprender los complejos antecedentes de la misma.

C.1 - Antecedentes

Las primeras descripciones de las rocas calcáreas en los alrededores de la ciudad de Polanco y Arroyo Barriga Negra se deben a **Walther (1927)** y **MacMillan (1931)**, este último haciendo un extenso relatorio de los sitios por él observados en la región, y considerándolas dentro de la **Serie de Minas**.

Más tarde **Caorsi y Goñi (1958)**, renombraron la serie de Minas como **Serie metamórfica Lavalleya**, manteniendo en la misma al conjunto de rocas meta-carbonáticas. Transcribimos a continuación su descripción, análoga a la de MacMillan (1931):

Las calizas marmóreas de esta Serie son todas más o menos cristalinas y de variado estado de pureza, siendo algunas dolomíticas y otras, lo bastante libres de magnesio, como para ser utilizadas en la fabricación de cemento portland.(eg. Cantera cerro Verdun y Burgeño)

(...)

Además de las diminutas cantidades de mineral que producen las variaciones de color y bandas estrechas ocasionales de silicatos, las calizas cristalinas contienen a menudo una variedad de impurezas, tales como el cuarzo, óxidos de hierro, escamas de mica o cristales de tremolita.

El más abundante de estos minerales es el cuarzo que aparece como láminas o como lentes en muchos lugares.

(...)

Todas las calizas marmóreas aparecen en bandas de espesor variado desde algunos metros hasta centenares de ellos.

Generalmente, sin embargo, plegamientos complicados o un cambio progresivo de la composición a lo largo del eje de los pliegues hacen que los lentes sean más bien reducidos. En muy pocos lugares están cortados por granitos o pegmatitas, aunque las intrusiones indudablemente han producido un retrometamorfismo local y plegamientos en estos materiales.

En el área de Polanco (...) ocurre un interesante fenómeno de exo- y endo-morfismo provocado por plutonitos, que han originado una mineralización a base de horblenda, epidoto y mica potásica con enriquecimiento en el contacto de granate y minerales de la familia de la serpentina y del talco. (Caorsi y Goñi, 1958, p.15,16)

A raíz de sus estudios, **Goñi (1958)** y **Goñi & Hoffstetter (1964)**, concluyen que las unidades de origen carbonático en los alrededores de Polanco deben ser separadas de la Serie Lavalleya, debido a que descansa en discordancia sobre dicha serie (Goñi & Hoffstetter, 1964, p. 118). Por lo tanto definieron formalmente a la **Formación Polanco** (o **Serie de Polanco**), compuesta por calizas marmóreas, mármoles calcíticos y dolomíticos, definiendo el área tipo en la localidad de Polanco, pero sin presentar mapa de la unidad o de su discordancia con el basamento (Goñi & Hoffstetter (1964), p.117). Mas allá de estas carencias esta unidad fue bien definida, aprobada e incluida dentro del léxico geológico internacional (Goñi & Hoffstetter, 1964).

Posteriormente, **Bossi et al. (1965)** redefinieron a la Serie Lavalleya como **Grupo Lavalleya**, pero reintegrando a la Formación Polanco al Grupo por no encontrar evidencias de su supuesta discordancia con el basamento.

mento. Esta unidad pasó entonces a formar parte del Grupo, pero perdiendo su individualidad como formación, ya que, al no reconocer la discordancia, se pierde el límite de esta unidad con las adyacentes y por lo tanto ya no puede individualizarse.

Un estudio detallado de las calizas de la región de Polanco fue llevado a cabo por **Bossi & Caggiano (1975)** – el cual es presentado en un informe inédito para Dinamige. De estos estudios debemos destacar los aportes estructurales y mineralógicos sobre la unidad:

Las calizas metamórficas presentan un rumbo dominante de dirección N60-70W con buzamientos de varían localmente pero que presentan un valor medio de 40-50° hacia el Norte. Son calizas de grano fino (0.05-0.1mm) de color gris-negro con algunos lechos centimétricos de color claro. La textura dominante es granoblástica con alternancia de capas calcáreas y dolomíticas. Localmente desarrollan estructura esquistosa por la abundancia de minerales filitosos (sericita, clorita y talco).

(...)

En la zona de contacto con las calizas metamórficas, el granito desarrolla abundante actinolita endomórfica que puede presentarse en manojos fibrorradiados de hasta 20cm de diámetro y en cristales individuales de hasta 10cm de longitud.

Los mármoles de la zona de Polanco se desarrollan dentro de la aureola de contacto del granito con las calizas. Su distribución geométrica estrechamente vinculada a la zona de contacto y la neoformación mineralógica (tremolita principalmente) define el fenómeno de forma inequívoca.

Para fines de los 70, con la presentación de la primer carta Geo-estructural del Uruguay (**Preciozzi et al., 1979**), el Grupo Lavalleya pasa a incluir a las litologías análogas de departamento de Rocha, redefiniéndose como **Grupo Lavalleya-**

Rocha. Midot (1984) separó a este último grupo en dos unidades **Serie de Minas** y **Serie Fuente del Puma**. Sus mapas incluyen a las rocas calcáreas de la región de Polanco-Barriga Negra, pero el autor no hace mención exacta a cual serie pertenecerían. En la descripción de un corte estructural de la región, al identificar las calizas, se lee entre signos de interrogación: *¿serie de Minas?*, lo que indica las dudas del autor sobre su asignación. (Midot, 1984, fig. 53). Este autor también definió a la **Formación Barriga Negra**, compuesta por conglomerados, depositados sobre el grupo Lavalleya-Rocha.

Preciozzi et al. (1985), en el mapa geológico del Uruguay, definieron al **Grupo Barriga Negra** en el mismo, agruparon sin mayores distinciones a las unidades con escaso o nulo metamorfismo, suprayacentes al grupo Lavalleya-Rocha. En el mismo describieron una **Unidad calco-pelítica**, que sigue las descripciones litológicas y estructurales hechas por Caorsi y Goñi, (1958) y Bossi & Caggiano (1975) e identificada en la misma localidad:

Por ejemplo en los alrededores de Polanco esta unidad está representada por:

— *Calizas grises de grano fino, masivas pero con cierta esquistosidad a nivel de afloramientos.*

— *Calizas blancas de grano grueso, que suelen desarrollar en el contacto con los granitos intrusivos, facies a antigorita tremolita actinolita.*

— *Areniscas finas a medias de colores blancos a amarillentos, en las que suele observar una estratificación por granulometría.*

— *Finalmente mencionaremos la intercalación de calizas areniscosas y areniscas calcáreas, de grano muy fino y color blanco.*

Preciozzi et al. (1985) presentaron un mapa para el grupo, pero al igual que los anteriores autores no presentaron un mapa para la unidad que contiene las rocas calcáreas.

Posteriormente **Fragoso-Cesar**

(1987), al definir las **supracorticales Lavallega**, vuelven a incluir a las calizas de Polanco dentro de la “unidad” Lavallega; ya que:

los calcáreos que componen la asociación, “Miembro o Grupo Barriga Negra” corren discordantemente bajo las secuencias clásticas, siendo correlacionables con los mármoles dolomíticos de las Supracorticales Lavallega. (Fragoso-Cesar, 1987, p.800)

Su descripción de las carbonáticas vuelve a ser análoga a la de los autores previos

En este ínterin **Fesefeldt (1988)**, retomó la Serie de Minas de MacMillan (1933) y mantuvo al Grupo Barriga Negra de Preciozzi et al. (1985), con lo cual varias unidades entre ellas las *Calizas de Polanco* pasan a pertenecer a ambas unidades al mismo tiempo. Además este autor no presentó un mapa separando estas unidades, sino que las mapeó juntas.

Por otra parte, **Preciozzi & Fay (1988)** en la memoria explicativa del fotoplaneo Pirarajá, continuaron manteniendo al Grupo Barriga Negra, de rocas sedimentarias, en el cual describen tres unidades, *de carácter provisorio sujeto al aporte de nuevas investigaciones* (Preciozzi & Fay 1990, p. 6):

- Unidad Paso de los Talas
- Unidad Arroyo del Soldado
- Unidad Polanco

De estas, la **Unidad Polanco**, equivale a su antigua Unidad calco-pelítica y reúne, a las calizas en discusión.

Díaz et al. (1990) en la memoria explicativa del mapa geológico de la hoja Cerro Partido describieron a estas unidades como *esquistos de bajo y muy bajo grado metamórfico*, agrupando meta conglomerados meta-areniscas, meta-pelitas y meta-calizas sin mayores descripciones.

Un año más tarde **Bossi y Navarro**

(1991) propusieron la separación del **Grupo Lavallega** y el Grupo Rocha, pero al mismo tiempo proponen retomar la definición del Formación Barriga Negra de Midot (1984) por lo cual las unidades Polanco y Arroyo del Soldado (descriptas en el Grupo Barriga Negra), vuelven a ser incluidas en el Grupo Lavallega, retomando los criterios de **Bossi et al. (1965)**.

El Grupo Lavallega, por ellos descripto estaría integrado entonces por “*metamorfitos de bajo grado, asociados a intrusiones graníticas postorogénicas*” recogiendo litologías pelíticas, calcope-líticas, calcáreas, detrítica y volcánica. Posteriormente definieron el metamorfismo de contacto entre el granito de Polanco y las calizas del grupo Lavallega (p. 264).

El Skarn... tiene textura lepidogranoblastica y está compuesto por una alternancia de bandas centimétricas a decimétricas pardas y verdosas. Las bandas pardo-amarronadas contienen 20% de flogopita, 10% de tremolita, 2% de minerales opacos y el resto calcita y dolomita. Las bandas verdosas contienen 15% de horblenda, 5% de epidoto y 2% de minerales opacos.”

Describiendo al NE de Polanco la aparición de cristales aciculares de actinolita de hasta 10 cm y la formación de mármoles con elevado contenido en actinolita, epidoto, piroxenos-calco-magnesianos, wollastonita, tremolita y serpentina.

Gaucher et al. (1996, 1998) y Gaucher (2000) con su definición del **Grupo Arroyo del Soldado**, alegaron retomar la **Formación Polanco** de Goñi & Hoffstetter (1964); pero la redefinieron y cambiaron su estratotipo para el *Sinclinal de Arroyo de los Tapes* en el área de Cerro Partido y la asignaron al **Grupo Arroyo del Soldado** de rocas sedimentarias (Gaucher et al. 1998^a según Gaucher 2000, p. 25, ítem 5.2.1) Estos autores no solo vuelven a reconocer una discordancia que separa

a esta unidad del basamento metamórfico, sino que además la reconocen como carente de metamorfismo en contraposición con la definición original de Goñi & Hoffstetter (1964). Gaucher et al. (1998) enfatizaron que la Formación Calizas de Polanco no pertenece al Grupo Lavalleya, porque a) no presenta intercalación con rocas volcánicas como el área tipo del Grupo Lavalleya, b) la secuencia sedimentaria es distinta y c) El Grupo Lavalleya presenta metamorfismo de bajo grado (Gaucher et al, 1998,p. 110-111).

Según su nueva definición: sus litologías mas comunes son la calizas dolomíticas, de grano fino, grises, con alteraciones rítmicas de estratos o laminas de calizas y dolomías. Calizas casi puras no son raras; dolomías puras también ocurren.

(...)

Cantidades variables de clastos terrígenos bien redondeados (principalmente cuarzo) ocurren. Bioclastos no han sido observados. La unidad esta también caracterizada por un conjunto de baja diversidad de acritarcas (Leiosphaeridium-Lophosphaeridium assemblage)

Finalmente Gaucher et al (2011), **Cabrera (2014)** y **Cabrera et al. (2014)** sostienen que la unidad calcárea en la región de Polanco, no pertenece al Grupo Arroyo del Soldado sino que subyace a este y que presenta deformación, inversión e incipiente metamorfismo y proponen renombrarla como **Formación Manguera Azul** definida para el área tipo de Polanco-Manguera Azul, en base a datos químicos de Sr y C. Sin embargo Mantiene al mismo tiempo a la **Formación Polanco** considerada como una unidad sedimentaria del Grupo Arroyo del Soldado, generando mayor confusión.

En resumen (ver Apéndice 2), la unidad Polanco fue definida en los años 50 e incluida dentro del léxico estratigráfico internacional. Luego descartada, y reagrupada junto con rocas metamórficas, luego junto con rocas sedimentarias, y luego con rocas metamórficas, y así sucesivas veces hasta los años 90 donde es rescatada del olvido, por

algunos autores, retomando su antiguo nombre pero con definición nueva y diferente a la original; mientras otros, al mismo tiempo la seguían interpretando según su sentido original. Finalmente fue renombrada y redefinida para volver a coincidir con su definición original, pero con un nuevo nombre.

C.2 - Litodema Polanco

Enmienda de Formación Polanco

En vista de las discrepancias reinantes sobre la unidad, retomamos en este trabajo la definición original de la Formación Polanco de Goñi & Hoffstetter (1964), de acuerdo al litotipo establecido por Caorsi y Goñi, (1958), y Bossi & Caggiano (1975), para agrupar a los mármoles impuros de grano fino (calizas marmoreas) y mármoles que afloran en los alrededores de la ciudad de Polanco, su área tipo según Goñi & Hoffstetter (1964).

Mantenemos aquí el nombre “Polanco” de acuerdo al Código Estratigráfico Internacional (ISC), ya que: el nombre originalmente fue bien definido, y por lo tanto tiene prioridad (ISC, Cap. 3, ítem B.4.b), es un nombre tradicional (acuñado en la comunidad científica) y bien establecido que no debe ser abandonado (ISC, Cap. 3 ítem B.3.g), y porque mantenemos el nombre según su definición original. (ISC, Cap. 3, ítem B.3.f)

Sin embargo, esta denominación ha sido utilizada y sigue siendo utilizada con significado distinto al original (*sensu* Gaucher 1996). Por lo tanto, el nombre original de la unidad esta sujeto a ambigüedades que lo tornan inapropiado, pues contribuiría a mayores inconsistencias.

Considerando que la “unidad Polanco” y la unidad de cuarcitas cerro de los Bueyes (ver sección D) se encuentran intercaladas y afectadas por metamorfismo regional y deformadas (pues se encuentran plegada, verticalizadas e invertidas), y que por lo tanto no respeta el principio de superposición original, pues no puede reconocerse su sucesión estratigráfica original, no es recomendable se la denomine con un término litoestratigráfico, como es el de “Formación” (ISC, cap 5 ítem E.4, cap 4. ítem D). El término más apropiado es el de Litodema*, basados en el código de nomenclatura ISC y NASC (ISC, cap 5 ítem E.4, cap 4. ítem D; NASC, art. 31 y 33).

Por todo ello, se enmienda a la unidad como **Litodema Polanco** según los criterios del Código Estratigráfico Internacional y el Código Estratigráfico Norte Americano (NASC) (ISC, cap 5 ítem E.4, cap 4. ítem D; NASC, art. 31 y 33) manteniendo el nombre geográfico original según criterios de prioridad ya mencionados (ISC, Cap 3, ítems B.4.b, B.3.g y B.3.f) pero aplicando un término de unidad litodémico y no litoestratigráfico.

Asimismo no se utiliza la nomenclatura Manguera Azul dado que diferenciar unidades basándose en propiedades químicas (relaciones isotópicas) es considerado por el Código de Nomenclatura Estratigráfico Internacional y Norte Americano (Art. 33 obs. b) como una unidad informal.

* Otros autores han aplicado anteriormente la nomenclatura del código Norte Americano en la geología del Uruguay: Peel (2012), Masquelin (2001), Sanchez Bettucci (1998).

C.3 - Nomenclatura Litológica

Sugerimos un cambio de nomenclatura para la unidad ya que la nomenclatura actual induce a una mala interpretación de la unidad ya que al referirse a “calizas cristalinas” los autores no hacen referencia a calizas sedimentarias sino a mármoles (calizas metamórficas).

Referente a la litología retomamos las descripciones previas de Caorsi y Goñi, (1958), y Bossi & Caggiano (1975). Sin embargo nos adherimos a una nomenclatura moderna mas clara según los criterios de clasificación de rocas metamórficas de la IUGS 2007 (Rosen et al .2007, Callegari & Pertsev 2007, Schmid et al. 2007) (Figura C.1).

Así, en este trabajo, las rocas previamente denominadas “Calizas cristalinas”, “calizas metamórficas” o “calizas marmóreas” serán denominadas con la definición formal como mármoles o mármoles impuros según su contenido de carbonatos y no según su granulometría. Los “siltitos calcáreos”, “areniscas calcáreas”, “calizas areniscosas”, “calcoarenitas”, “meta-margas” (Preciozzi 1985, Fragoso-Cesar, 1987) pasan a ser descritas como rocas carbonato-silicatadas. Los “calcoesquistos” y “calcofilitas” como esquistos y pizarras carbonato-silicatadas respectivamente.

C.4 - Litología

La litología del Litodema Polanco se caracteriza según Caorsi y Goñi, (1958), y Bossi & Caggiano (1975), por: Mármoles impuros granoblásticos dolomíticos y calcíticos, de grano fino (0.05-0.1mm) de coloraciones grisáceas, oscuras y claras, bordeaux y levemente rosadas. Aparecen en bandas de espesor variado desde algunos metros a centenas de ellos. Localmente los mármoles se presentan mas esquistosos por el aumento de filosilicatos.

Es frecuente el bandeo milimétrico a centimétrico causado por variaciones

composicionales de calcita y dolomita. Litologías puras dolomíticas o calcíticas son raras (Gaucher, 2000).

Asimismo contienen frecuentemente variedades de impurezas como cuarzo, óxidos de hierro, y micas. También presentando intercalaciones de niveles de rocas carbonato-silicatadas [*carbonate-silicate rock*], y niveles de chert, de colores claros o rojizos por la presencia de óxidos.

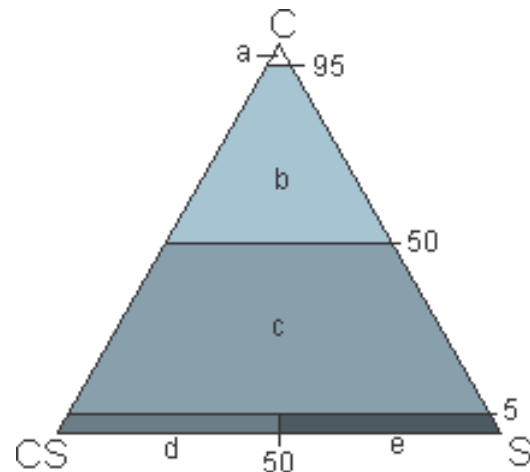


Figura C.1.- Clasificación de rocas meta-carbonáticas según la IUGS. C es el contenido en carbonato modal, CS minerales calcosilicatados, S silicatos. a, mármol puro; b, mármol impuro; c, roca carbonato-silicatada [*carbonate-silicate rock*]; d, roca calco-silicatada [*calc-silicate rock*]; e, roca silicatada con carbonatos [*Carbonate-bearing silicate rock*]. De acuerdo con Rosen et al. (2007).

Figura C.2 - (punto 3)
Afloramiento típico
del litodema Polanco.



Figura C.3 - niveles de
chert plegados y fracturados
dentro de las rocas calcáreas.



Figura C.4 - (punto 21)
Afloramiento de marmol
impuro de grano fino con
niveles de chert y óxi-
dos. La secuencia se en-
cuentra plegada y fallada.



CP - 233

Mármol de grano fino

Roca calcarea con textura granobástica compuesta por calcita o dolomía, subhédricos, presentado clivajes y maclado característico.

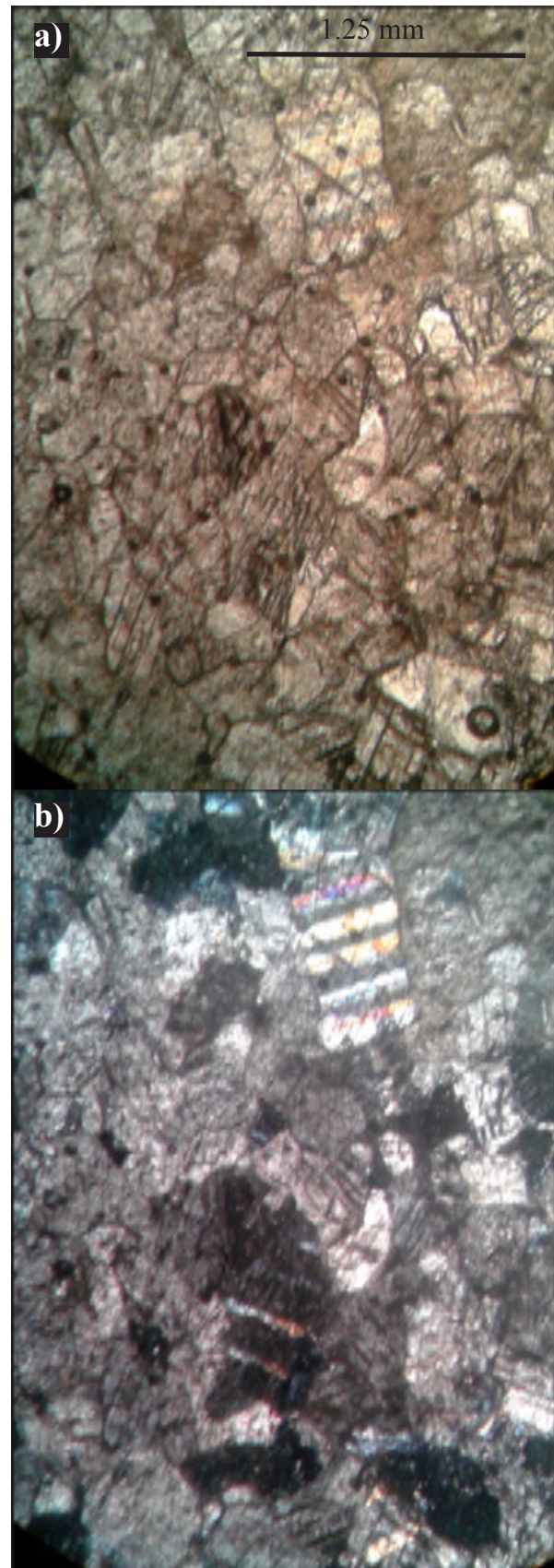


Figura C.5 - Corte petrográfico de la muestra CP-233, a: Luz normal. b: Luz polarizada. La escala en las imágenes equivale a 2.5mm.

Jcc/81 - 478
Skarn

Roca porfironematoblástica con foliación espaciada, suave, zonal, entre paralela y anastomosada y discreta. Los dominios de foliación se componen principalmente por anfíbol (horblenda), epidoto y apatito

Mientras que los dominios sin foliación se caracterizan por la presencia de cuarzo. Como accesorios se observan granates porfiroblásticos poikilíticos fracturados y alargados en sentido de la foliación (almandino?) y cristales y agregados microgranulares de esfeno (leucoxeno)

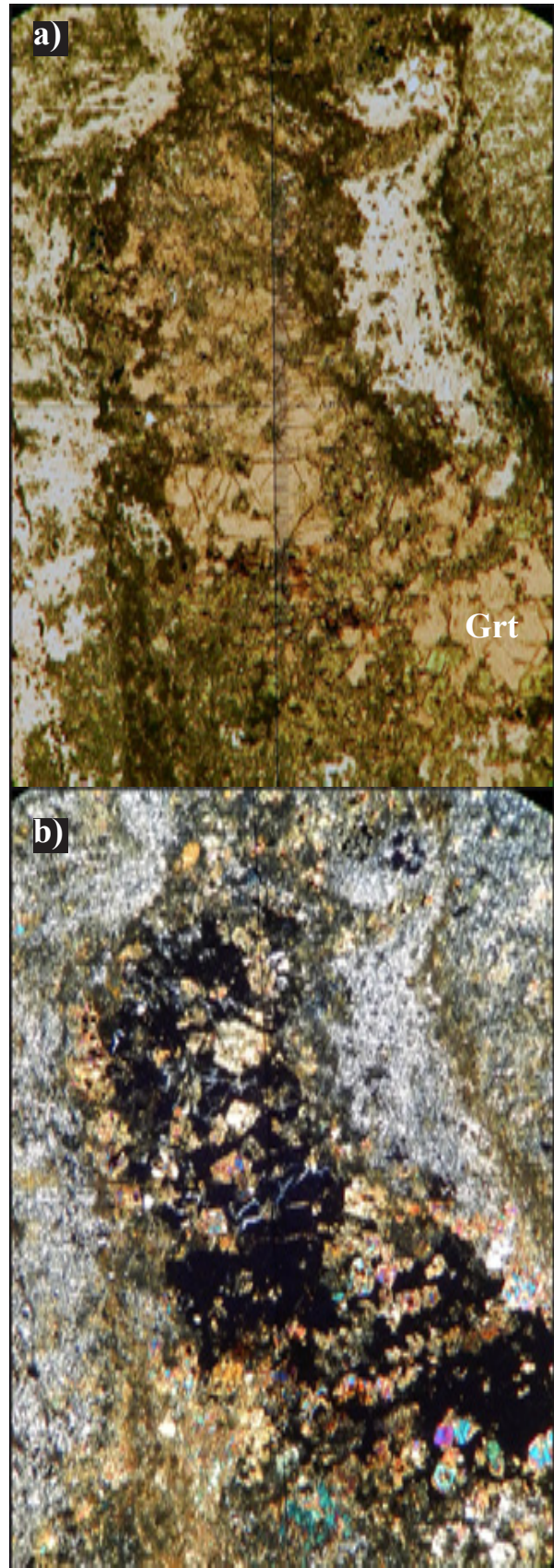


Figura C.6 - Corte petrográfico de la muestra CP-233, a: Luz normal. b: Luz polarizada. La **regla** en las imágenes equivale a 2.5mm. Grt: Granate

C.5 - Metamorfismo de contacto

Se observa un metamorfismo de contacto entre los granitos intrusivos que han generado un skarn o mármol de contacto (Rosen et al., 2007) granoblástico de grano medio (0.3 a 0.7 mm) a lepidoblástico. Se caracteriza por una asociación mineral de actinolita, tremolita, epidoto, micas, granate, serpentinas y talco. Sus coloraciones son blancas, verdosas y rojizas, dependiendo de las asociaciones minerales que se encuentren o no presentes. La actinolita se suele presentar con hábito acicular o fibrorradiado, con hasta 10 cm de longitud. (Caorsi y Goñi, 1958, Bossi et al., 1965)

En el área de contacto, la aureola metamórfica desarrolla un espesor de algunos cientos de metros.

C.6 - Análisis Estructural

Según los antecedentes el rumbo general del Litodema Polanco varia entre N50° -70 ° E con buzamientos que varían entre 40 °

y 55° al Norte (Bossi et al. 1965, Preciozzi,1985). Recientemente Cabrera (2014) y Cabrera et al. (2014) realizaron un estudio en unidades contiguas pero no presentan datos estructurales, aunque en sus mapas se aprecia la compleja deformación tectónica de la unidad.

En la zona estudiada se observan rumbos variables En la figura C.7 se presentan los datos estructurales determinados en este trabajo, así como los ya observados por Mc Millan (1931) .

La unidad presenta plegamiento, que aun no ha sido bien caracterizado, en lo que parecen ser pliegues amplios del tipo domos y cubetas con ejes de pliegues subhorizontales a inmersos (30°-60°). En la proximidad de los cuerpos intrusivos la deformación se hace mas intensa, los buzamientos más altos y los rumbos mas dispersos. Las intrusiones graníticas son responsables en mayor o menor media del plegamiento pasivo de la unidad, que se superpone al plegamiento preexistente de la misma; como ya lo notaran Preciozzi et al. (1985) y Preciozzi & Fay (1990).

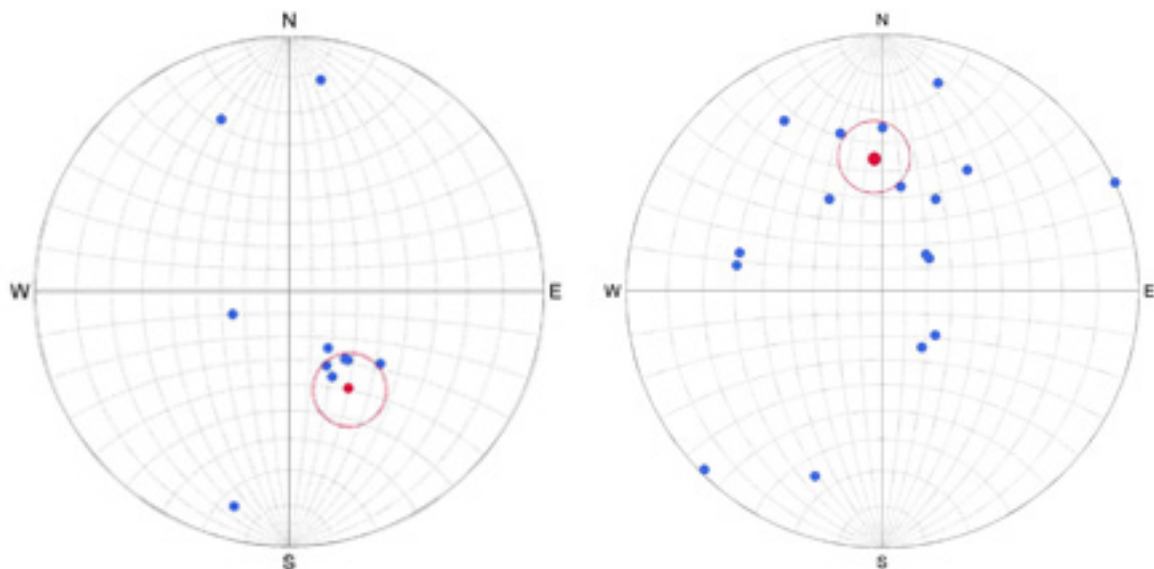


Figura C.7 - Datos estructurales de foliación, del Litodema Polanco en la región de estudio. A) datos estructurales obtenidos en este trabajo, para el área específica de mapeo. B) Datos estructurales obtenidos por McMillan (1931) para las “calizas” de la región en general.

El metamorfismo de contacto de la unidad con los granitos intrusivos indica que la misma se encontraba como mínimo a 1km de profundidad cuando sufrió la intrusión. Mas análisis estructurales y microtectónicos y/o geobarométricos son necesarios para estimar la profundidad máxima que pudo alcanzar la unidad. Observaciones preliminares de facturación radial en los alrededores de los plutones permiten suponer que la unidad se encontraba en condiciones frágil o frágil-dúctil durante la intrusión.

C.7 -Contactos y estratigrafía

Esta unidad se encuentra recortada por granitos intrusivos que han generado aureolas de metamorfismo de contacto en el litodema Polanco.

Se encuentra por encima del basamento cristalino, aunque la naturaleza de su límite no ha podido ser determinada. Según las descripciones de Preciozzi et al. (1985) sus límites son tectónicos con el basamento.

No se observan relaciones de contacto con el litodema Tarumán.

En el área estudiada se observa que esta unidad esta intercalada con la unidad de cuarcitas de los Bueyes (descriptas a continuación), ambas unidades con buzamiento vertical. La unidad subyace en inconformidad angular bajo la Formación Barriga Negra.

C.8 - Interpretación

Desde Gaucher (2000) a Cabrera et al. (2014), el Litodema Polanco ha sido interpretada como depósitos carbonáticos de plataforma continental en clima tropical.

Los niveles ricos en óxidos son interpretados como sindepositacionales en condiciones anóxicas o subóxicas, mientras que, estructuras sedimentarias preservadas como estratificación cruzada, en artesa, hummocky *posibles estructuras estromatolíticas* son interpretados como indicadores de profundidades someras (Cabrera et al. 2014).

C.9 Discusión y Problemas a resolver

Mas estudios son requeridos para la comprensión cabal de la unidad.

En particular el mapeo completo del Litodema Polanco se vuelve crucial, ya que sin él no es posible establecer la correcta estratigrafía y estructura de la unidad, así como no es posible fijar con seguridad una descripción litológica aplicable al total de la unidad.

Es de destacar que El litodema Polanco ha sido descrito como plegado pero con buzamiento subhorizontal (Gaucher 2000, Cabrera et al. 2014) Sin embargo en el área de estudio se han observado variaciones en la inclinación desde actitudes subhorizontales a subverticales, por lo cual, la estructura de la unidad resulta ser mas compleja de lo previamente observado y debe ser mas estudiada.

Consideramos además a las estructuras sedimentarias descriptas como dudosas debido a la deformación (plegamiento) de la unidad. Si bien es posible que estas estructuras se preserven en zonas de baja deformación y metamorfismo. Por otra parte Cabrera et al. (2014) señalan estructuras sedimentarias tales como hummocky, slumps (Cabrera et al. 2014, p. 201), que nosotros interpretamos como deformación orogénica con superposición de deformación horizontal.

La intercalación y relación del litodema Polanco con las cuarcitas de cerro de los Bueyes (anteriormente descriptas como miembro Arroyo del Soldado (Preciozzi y Fay, 1990) aun permanece mal comprendida.

El estudio de posibles fósiles (palinomorfos y estromatolitos) en la unidad también requiere revisión en vista de las nuevas propuestas litoestratigráficas.

Las correlaciones litológicas con otras unidades son inciertas debido a la escases de mapas y al escaso conocimiento de las unidades. Midot (1984) y Sanchez Bettucci (1998) sugirieron que es correlacionable con la Formación Minas.

D Cuarcitas de los Bueyes (Unidad informal)

D.1 - Antecedentes

La unidad de cuarcitas de los Bueyes presenta una historia íntimamente ligada a la unidad Polanco (ver Apéndice 2). Las metaareniscas de esta unidad fueron reconocidas por **Walther (1927)** y **MacMillan (1931)**, y fueron incluidas dentro de la Serie metamórfica Lavalleya por **Caorsi y Goñi (1958)**, describiéndolas de la siguiente manera:

Las cuarcitas bien expuestas, (...) son comúnmente blancas y muy fracturadas. Son generalmente de grano no visible a simple vista o aún a débil aumento (...). En algunos lugares el tamaño de grano es mayor pasando a un conglomerado silíceo, presentándose ocasionalmente con pequeñas catidades de muscovita, microclina, etc.

Estas cuarcitas por, su resistencia a la metrorización, dan lugar a la formación de relieves topográficos de entidad, que forman un paisaje muy agreste... (Caorsi y Goñi, 1958 , p.14)

La Serie es luego redefinida como Grupo Lavalleya por **Bossi et al. (1965)** y como Grupo Lavalleya-Rocha por **Preciozzi et al, (1979)**. **Preciozzi & Pena (1981)** son los primeros en separar estas cuarcitas en una unidad, la cual denominaron **Unidad Salus**, considerandola suprayacente a la unidad Polanco hasta que **Preciozzi (1985)**, pasa a incluirlas y definirlas formalmente dentro de la **unidad arenosa** del Grupo sedimentario Barriga Negra, en el que incluyen no solo areniscas y areniscas silicificadas sino también rocas metamórficas como las cuarcitas:

Esta unidad de origen detrítico está caracterizada por:

— *areniscas de grano fino a medio, bien seleccionadas, de matriz arcillosa generalmente de tonos ocre o amarillentos. (...)*

— *areniscas gruesas, a veces conglomeradas, de matriz arcillosa y colores rosados a amarillos ocráceos.*

— *arcosas de grano fino a medio, generalmente bien seleccionadas, de colores variados (blanco amarillentos a pardo rojizo). El cemento de las areniscas generalmente arcilloso, suele ser reemplazado por óxidos de hierro hidratados o por sílice, dando lugar a areniscas limoníticas o silicificadas.*

— **cuarcitas** de granulometría y colores varios, desde criptocristales hasta gruesas, a veces con abundantes óxidos de hierro (cuarcitas hematíticas-magnetíticas) y/o ferruginosa. Suelen observarse cristales milimétricos de pirita en cuarcitas de color gris oscuro que podrían virtualmente utilizarse como nivel de referencia. Las cuarcitas hematíticas o ferruginosas, suelen presentar a menudo intesticios y oquedades, rellenas por óxidos de hierro secundarios. Dentro de las cuarcitas cabe mencionar la existencia de cuarcitas de grano medio bien seleccionadas a muscovita.

— *brechas heterogéneas con clastos irregulares de cuarcitas y matriz silícea de colores variables.*

— *esporádicamente y asociado a este conjunto sedimentario, se encuentran intercalaciones de escasa potencia de conglomerados de matriz arcillosa y cantos*

redondeados generalmente de cuarcitas.

Posteriormente **Fragoso-Cesar (1987)**, vuelve a incluirlas dentro de lo que se definió como supracorticales Lavalleya, ya que redefine a la unidad Barriga Negra (ver Cap. F) Según su descripción:

Las Cuarcitas, ocurren desde finas bandas intercaladas con otras litologías hasta espesos paquetes de varias centenas de metros de espesor; representan la litología mas común después de los mármoles. Son predominantemente meta-ortocuarcitas (mas de 95% de cuarzo) blancas, debilmente sericiticas, comúnmente laminadas y localmente preservando estructuras primarias (laminación gradacional, estratificación plano-paralela, laminación truncada por ondas, etc.). La granulometría varía de media a muy fina. La madurez composicional es elevada, apenas localmente ocurriendo niveles menos maduros de mata-subarcoseos. Subordinadamente se les asocian esquistos y filitas cuarzosos y micáceos, así como cuarcitas mazas grisáceas” (Fragoso-Cesar, 1987, p.796, 797)

Díaz et al 1990, las ubican también las mapean junto con rocas metamórficas de bajo grado, dentro de una unidad informal. Sin embargo el mismo año **Preciozzi & Fay (1990)**, las vuelven a considerar dentro del grupo sedimentario Barriga Negra renombrando a su unidad arenosa como **miembro Arroyo del Soldado**, la cual contendría rocas sedimentarias y metamórficas:

*Esta unidad se encuentra fundamentalmente integrada por **cuarcitas** y areniscas de granulometría variada. (...) un perfil relativamente característico de esta unidad, [esta] constituido por:*

Areniscas finas a medias, bien seleccionadas, de matriz arcillosa/silicea, de color ocreáceo, de estratificación subho-

*rizontal por granulometría. Este nivel se apoya en forma discordante sobre los calcáreos que constituyen la **Unidad Polanco** así como sobre los neises del **Zocalo Occidental**.*

Cuarcitas de granulometría variada, desde finas a gruesas, arcillosas o silicificadas, con abundantes óxidos de hierro, generalmente de colores oscuros. Casi siempre bien seleccionadas, a veces con muscovita. Es relativamente frecuente la presencia de piritita.

*Se intercalan areniscas gruesas arcillo-limolíticas de colores amarillentos, así como niveles de arcillas finas a medias, bien seleccionadas de colores variados, desarrollan estratificación horizontal a subhorizontal por granulometría. Se encuentran cementadas por arcilla, óxidos de hierro hidratados o sílice. Esta unidad se apoya discordante sobre la **Unidad Polanco**.*

Un año más tarde **Bossi y Navarro (1991)**, retoman la definición de Midot (1984) de la unidad Barriga Negra, por lo que las unidades cuarcíticas pasan nuevamente al Grupo Lavalleya compuesto de rocas metamórficas.

Finalmente Gaucher Gaucher et al. (1996, 1998) y Gaucher (2000), retoman el nombre de la unidad sedimentaria “Arroyo del Soldado”, para definir al **Grupo Arroyo del Soldado (GAS)** un nuevo Grupo que incluye a las unidades del descartado Grupo Barriga Negra. Sin embargo no hacen referencia a las cuarcitas en el cerro de los Bueyes o sus alrededores.

D.2 - Cuarcitas de los Bueyes

Definición

La unidad original que incluía estas litologías “miembro Arroyo del Soldado”, fue mal definida incluyendo rocas sedimentarias y metamórficas, asimismo, su nombre fue reutilizado para nombrar al Grupo homónimo de rocas sedimentarias. Por lo cual este nombre no puede ser reutilizado para definir a esta unidad.

Asimismo, la falta de mapas adecuados de las unidades en cuestión, hacen imposible una correlación adecuada con otras unidades ya definidas.

Optamos, por lo tanto, por no definir una nueva unidad, que contribuya a más confusiones estratigráficas, principalmente porque su expresión en el área mapeada en este trabajo no es suficientemente significativa como para definir una nueva unidad. Definiremos si, una unidad informal para describir a este conjunto litológico en la zona mapeada. Por lo cual la nombramos como **Cuarcitas de los Bueyes*** según uno de los cerros del área donde esta unidad aflora. (En caso de formalizarse el nombre de esta unidad sugerimos la denominación Litodema de los Bueyes, en consonancia con el criterios estratigráficos empleados en este trabajo)

D.3 - Litología y Estructura

Coherentes con la descripciones de **Preciozzi (1985)**, **Fragoso-Cesar (1987)**, **Preciozzi & Fay (1990)** la litología de esta unidad se caracteriza por niveles métricos y decamétricos de cuarcitas masivas blancas a meta-areniscas de grano fino friables.

La selección de las areniscas es muy buena, al igual que su redondez, su granulometría es variada desde media, muy fina a microcristalinas. El grado de cementación es variable encontrándose algunas veces masivas fuertemente silicificadas con grano no visible a simple vista, hasta con débil cementación de óxidos que hacen a la muestra friable.

Sus coloraciones vienen dadas por su cemento, son desde blancas y levemente amarillentas a rojizas cuando están cementadas por óxidos.

Estructuras originales como la estratificación original es apreciable en las mismas. No se observaron ondulitas u otras estructuras de flujo.

Por su resistencia a la meteorización dan lugar a cerros alargados con rumbos EO y NE.

Los bancos de cuarcita, (y los cerros en si mismos) presentan rumbo casi EO a NE y buzamiento subvertical, se encuentran plegados y fuertemente fallados, donde se aprecia fuerte cataclasis de las litologías en las regiones de falla y rechazos de hasta 300m.

La unidad se encuentra en contacto, e intercalada con el litodema Polanco, la naturaleza de su contacto o intercalación no es clara, aunque la conformidad estructural hace presumir que las unidades originalmente se encontraban en concordancia. Sin embargo su polaridad y orden estratigráfico con respecto a Polanco permanecen inciertos.

* Según el Código Estratigráfico Internacional y el Código Estratigráfico Norte Americano (Artículo 7, observación a), la parte genérica del nombre geográfico como río, arroyo cerro, pueblo, etc. debe omitirse en el nombre geológico de una unidad.

Jcc/81-101
Meta-arenisca

Muestra compuesta principalmente por cristales de cuarzo inequigranulares (entre 2mm y 0.1mm), presentando por un lado un esqueleto heredado de la roca sedimentaria (arenisca), clastosoportado, compuesto por granos grandes de cuarzo redondeado y, por otro, una matriz/textura intersticial de granos de cuarzo menores con textura poligonal. Por sectores la textura se organiza a partir de bordes suturados a irregulares. En el espacio intergranular de los granos detríticos predomina una textura formada por caras rectas y uniones triples. Los granos detríticos presentan extinción ondulosa, subgranos y evidencia de migración de borde por *bulging* visible por aureolas de impurezas que circunscriben la superficie de erosión de los granos. Los cristales de mayor tamaño presentan una forma general redondeada y de alta esfericidad evidenciando un origen detrítico.

inclusiones de tipo pulvurulento (*dusty-looking inclusions*) marcan el borde original del grano

En menor cantidad como accesorios se encuentran plagioclasas, epidotizadas e idingsitizadas, micas y turmalinas fibrorradiadas, rutilo, esfeno y pseudobrukita.

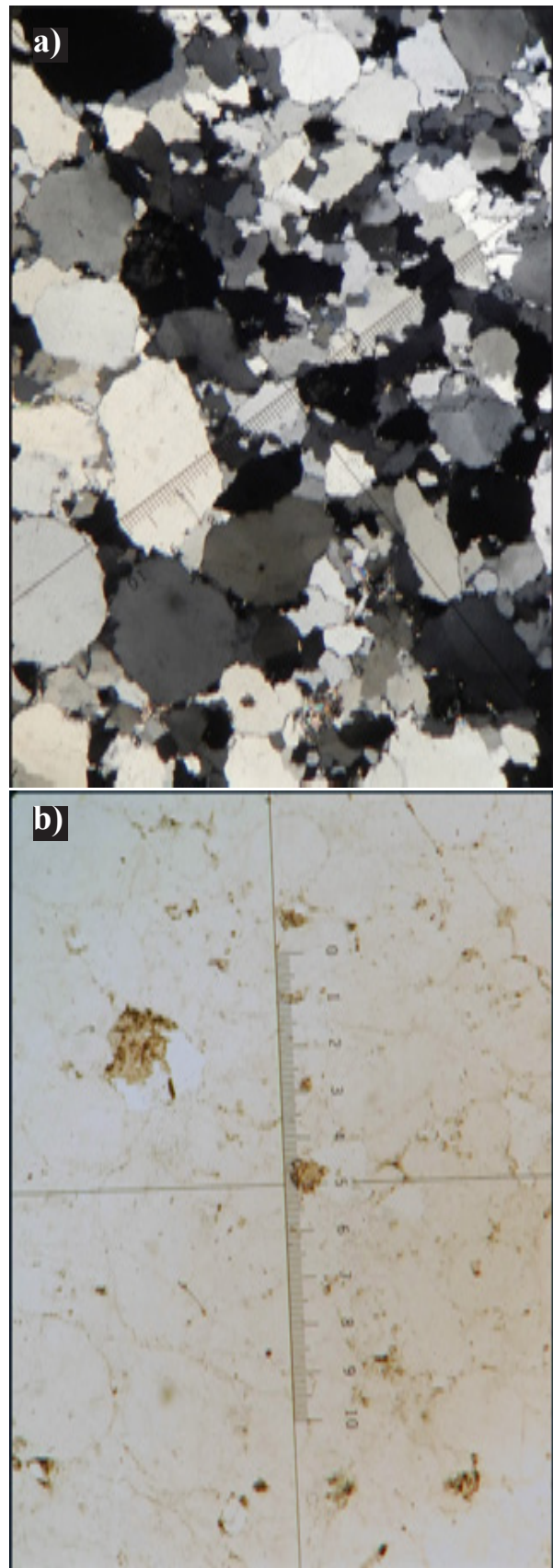


Figura D.1 - Corte petrográfico de la muestra Jc/81-101, a: Luz polarizada. b: Luz normal. La escala en las imágenes equivale a 2.5mm.

Jcc/81 - 474

Meta-arenisca

La roca se compone de clastos de cuarcitas redondeados de tamaño arena media a gruesa y clastos de chert. El cuarzo se encuentra totalmente recrystalizado, se observa sobrecrecimiento a todos los granos generando uniones triples y *bulging*.

Múltiples microfracturas ocurren en la muestra algunas presentan desplazamiento y recrystalización que sutura la misma. Las microfracturas pueden seguirse como pequeñas bandas de impurezas que se continúan de un cristal a otro.

Como accesorio entre los granos se observan moscovitas euhédricas poco deformadas, epidoto y opacos.

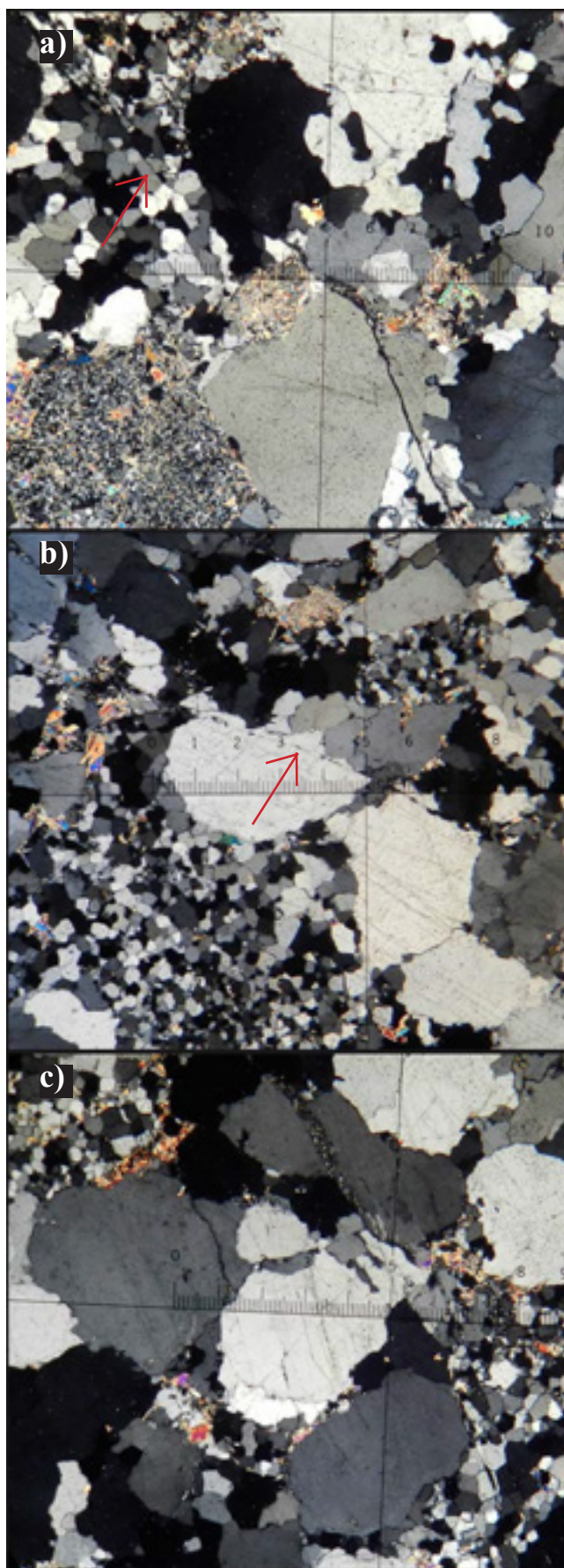


Figura D.2 - Corte petrográfico de la muestra Jc/81-474, a: Luz polarizada. b: Luz polarizada, c: Luz polarizada. La escala en las imágenes equivale a 2.5mm. Con flechas rojas se señalan micro-fracturas suturadas.

Jcc/81 - 234
Meta-arenisca

La roca se compone de clastos de cuarzo redondeados, de fracción arena fina a limo, y moscovitas y sericita secundarias recrystalizadas rodeando e incluyendo clastos de cuarzo.

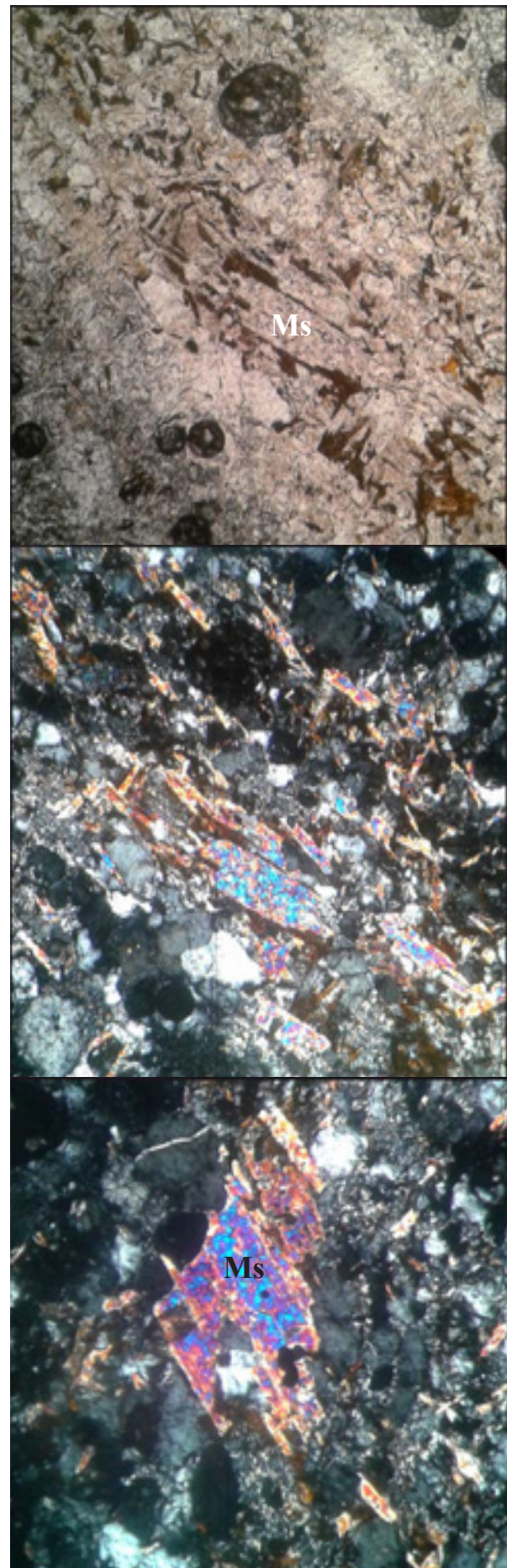


Figura D.3 - Corte petrográfico de la muestra Jc/81-474, a: Luz normal. b: Luz polarizada, c: Luz polarizada. La escala en las imágenes equivale a 2.5mm. Ms: moscovita

Jcc/81 - 467

Brecha de falla

La roca afectada por el fallamiento frágil esta constituida por una meta-arenisca cuarzosa. La composición principal de los clastos es cuarzo, y fragmentos líticos de meta-areniscas y chert. Se trata de una roca clastosoportada, con granulometría fracción limo a granulo. Los clastos redondeados y angulosos se observan por igual, con predominancia de los primeros. Su matriz es escasa, y compuesta por fragmentos de cuarzo, epidoto, moscovitas y escasos óxidos.

Los clastos de cuarcitas están constituidos por clastos redondeados de cuarzo y chert (menos de 1%), con contactos cóncavo-convexos y suturas por recristalización, con una población de clastos predominante entre 0.5 y 1mm. Se aprecian microfracturas suturadas con desplazamientos en la estructura de los mismos. Estos clastos también se presentan con angulosidad variable y fuerte fragmentación. Los cuarzos aparecen limpios, con leve a fuerte extinción ondulosa y subgranos.

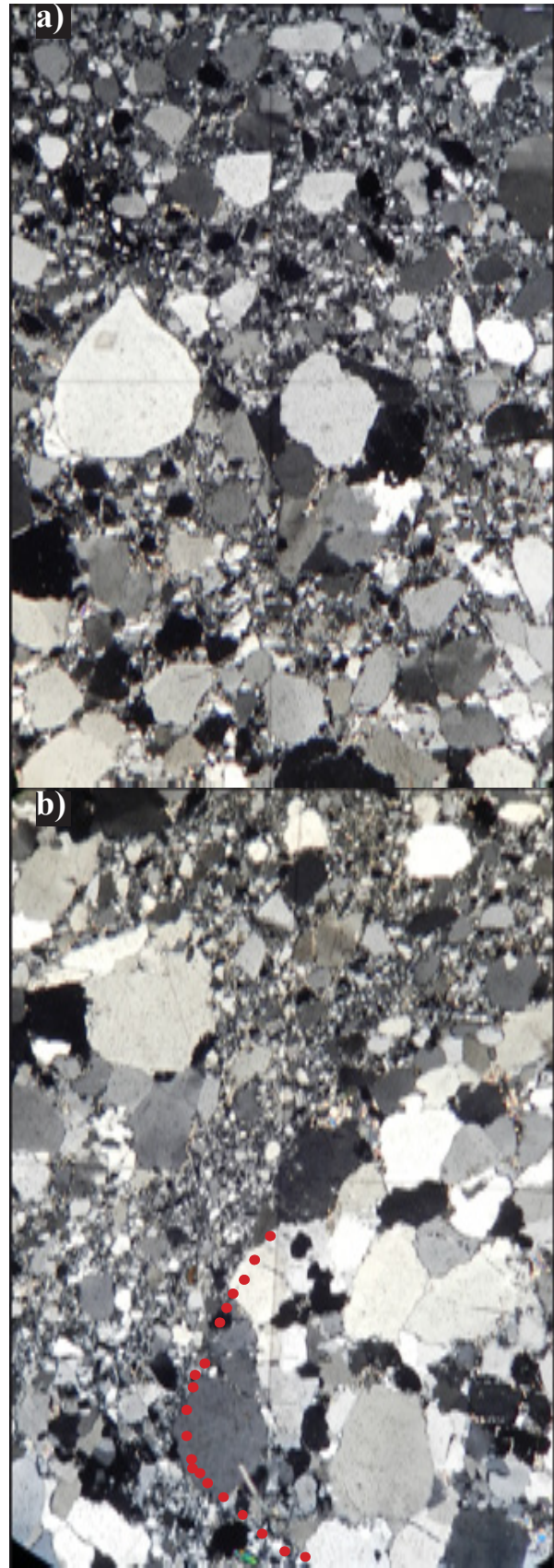


Figura D.4 - Corte petrográfico de la muestra Jcc/81-467, a: Luz polarizada b: Luz polarizada. La regla en las imágenes equivale a 2.5mm. En líneas punteadas parte del limite de un clasto de para-cuarcita

Jcc/81 - 468

Meta-cuarcita cataclasada

La composición principal de los clastos es cuarzo, chert y fragmentos líticos de cuarcitas y chert. Se trata de una roca con soporte variable clastosoportada-matrizsoportada, clastos tamaño fracción limo a arena gruesa clastos redondeados y angulosos se observan por igual, con predominancia de los primeros.

Los clastos se encuentran fuertemente fracturados, así como la muestra en si misma.

Su matriz es equigranular compuesta de fragmentos de la misma litología, epidoto, sericita y pocos óxidos.

Los cuarzos aparecen límpidos, con leve y con fuerte extinción ondulosa, estiramiento o subgranos.

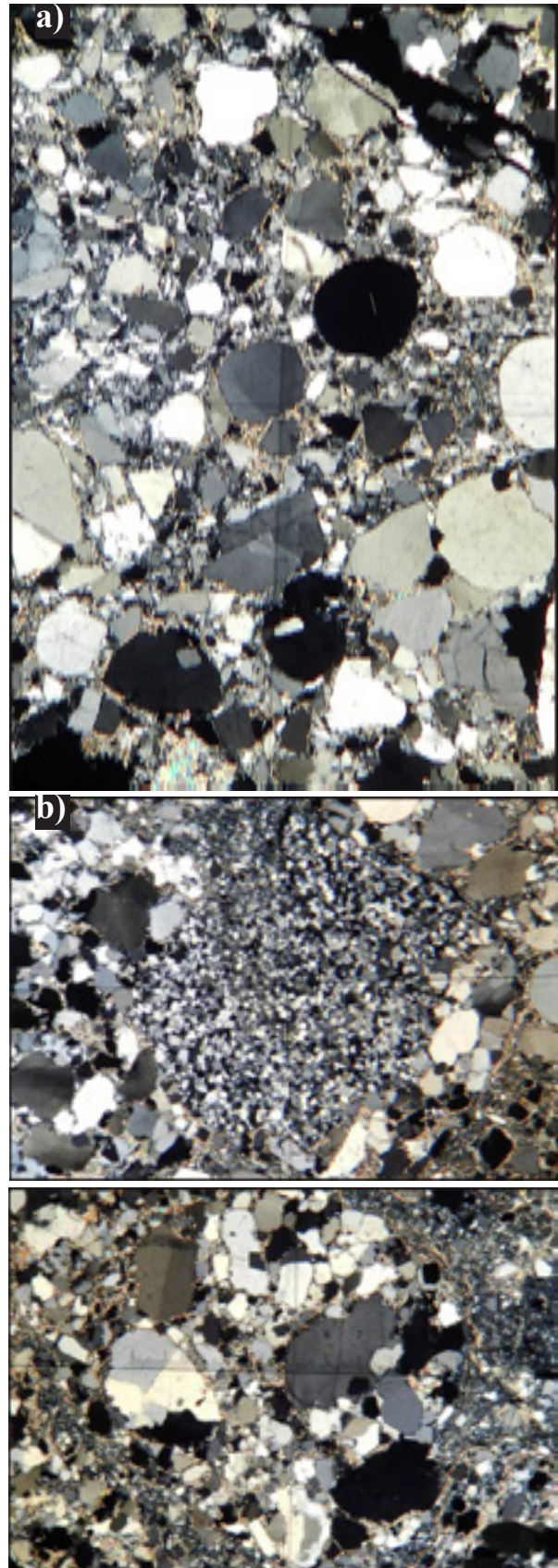


Figura D.5 - Corte petrográfico de la muestra Jcc/81-468, a: Luz polarizada b: Luz polarizada. La escala en las imágenes equivale a 2.5mm.

Jcc/81 - 469

Meta-arenisca

La roca se compone de clastos de cuarzo, redondeados de tamaño arena media a gruesa y clastos de cuarcitas y chert. El cuarzo se encuentra totalmente recrystalizado, se observa sobrecrecimiento a todos los granos generando uniones triples y *bulging* así como uniones concavo convexas resultantes de disolución por presión.

La matriz es escasa y se compone de fragmentos de cuarzo. Se observan, moscovitas y epidoto y opacos y calcita.

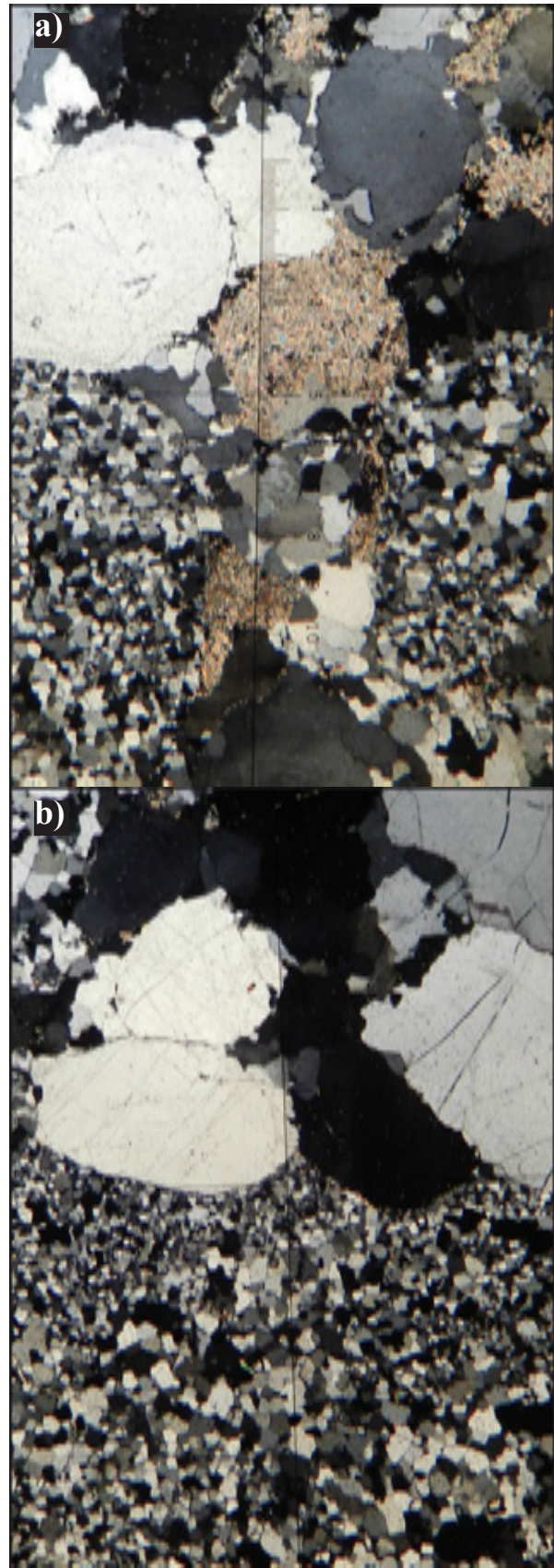


Figura D.6 - Corte petrográfico de la muestra Jcc/81-468, a: Luz polarizada b: Luz polarizada. La escala en las imágenes equivale a 2.5mm.

D.4 - Discusión y problemas a resolver

No esta claro aun si se trata de varios niveles de cuarcitas intercalados y plegados junto con los mármoles o si se trata de un único nivel de cuarcitas plegadas y presentando substanciales cambios texturales a lo largo de su estructura. Con lo cual la intercalación y relación del litodema Polanco con las cuarcitas de cerro de los Bueyes aun permanece mal comprendida.

La correlación de esta unidad con unidades similares en la localidad de Minas aún es poco clara, debido a la falta de mapas y descripciones litológicas apropiadas.

Las Cuarcitas de los Bueyes se observan en fotointerpretación claramente afectadas por plegamientos tipo chebron, de gran escala (kilométricos) (Área del Cerro de Fuentes por ejemplo). Estas constituyen un nivel guía para documentar la deformación del Litodema Polanco, cuya compresión es N-S (planos axiales E-W) y juegan un rol fundamental para el reconocimiento de fallas, como por ejemplo aquella que separa la Formación Barriga Negra de los mármoles del Litodema Polanco.

E- Sienita Doña Eustaquia

E.1 - Antecedentes

Las primeras descripciones de granitoides en la zona de Polanco - Barriga Negra se deben a Walther (1919) y MacMillan (1930, p. 25 y 26). Ferrando y Fernandez (1971) describen por primera la presencia de un gran *cuerpo intrusivo* denominado *Polanco* (Ferrando y Fernandez (1971, p. 208)).

Preciozzi & Pena (1981), en la Carta Geológica de Polanco, identifican seis granitoides distintos, los cuales agrupan en dos unidades: el **Granito de Polanco** y el **Granito de Barriga Negra**. El Granito de Polanco incluye granitos biotíticos gruesos, granitos hornblendo-biotíticos, leucogranitos de grano medio y leucogranitos filonianos; mientras que en el Granito Barriga Negra incluyen granitos leucogranitos con biotita y una granodiorita media.

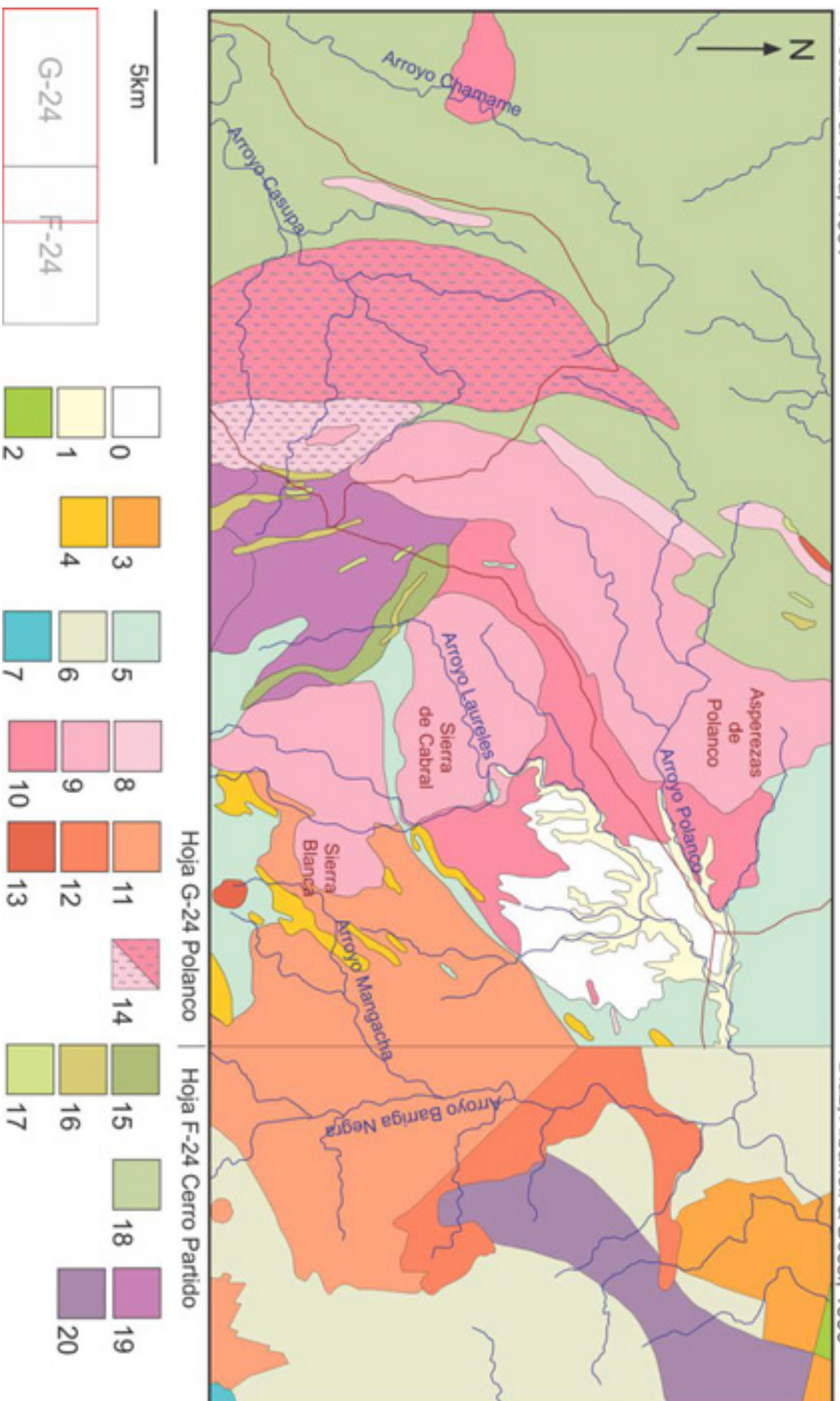
Preciozzi et al. (1985) agrupa a estos granitoides dentro del conjunto de plutones tardipostectónicos (Preciozzi et al. 1985, p. 23, 53 y 54)

Díaz et al. (1990) en la carta geológica de Cerro Partido, identifican lo que definen como **Sienita del Arroyo Barriga Negra**, y el **Granito del Arroyo Mangacha**. Según su descripción la Sienita Barriga Negra consiste en un macizo de sienitas y granitos asociados a brechas ígneas, granitos y microgranitos. Mientras que el Granito de Mangacha es un leucogranito porfiroide rico en cuarzo con biotita y hornblenda y con deformación frágil. Vale destacar que el Granito de Mangacha (Díaz et al. 1990) es equivalente al definido previamente como Granito Barriga Negra (Preciozzi & Pena 1981).

Bossi (1991) denominó al conjunto de plutones como Macizo Granítico Polanco, sin mayores contribuciones a la unidad.

Bossi et al (1998b) agrupa a las sienitas y granitos identificados por Díaz et al (1998) junto con otros granitoides en el **Batolito Puntas del Santa Lucía**. Posteriormente Hartmann et al. (2002a) datan al monzogranito de Puntas del Santa Lucía por el método U-Pb SHRIMP obteniendo una edad de cris-

Figura E.1 - Mapa de los granitoides en la region Polanco-Cerro Partido, según los mapas de Preciozzi & Pena (1981) y Díaz et al (1990). **0-** Zona sin afloramiento. **1-** Cuaternario. **2-** Mesozoico. **3-** Formación Barriga Negra. **4-** Unidad Salus (Cuarcitas de los Bueyes) **5-** Litodema Polanco. **6-** calizas, cuarcitas y filitas (Cuarcitas de los Bueyes y Litodema Polanco indiferenciados). **7-** Rocas Verdes del Arroyo Tapes Grande. **8 a 10 Granito/Complejo Polanco**, **8-** Leucogranitos gruesos a finos. **9-** Granitos biotíticos. (Granito Cangallero) **10-** Granitos hornblendo-biotíticos [solo el cuerpo al centro del mapa - Granito de la Sierra de Cabral sensu Gaucher & Bossi (2014)], **11 y 13- Granito de Barriga Negra** sensu Preciozzi & Pena (1981) [**11- Granito Mangacha** sensu Díaz et al (1990)] , **12-** Sienita Doña Eustaquia [Sienitas Barriga Negra sensu Díaz et al (1990),] **14- Granitos orientados** sensu Preciozzi & Pena (1981), **13-**Granodioritas. **14-** Leucogranitos y Granitos hornblendo-biotíticos orientados **15 a 19** - Unidad de Laureles. **15-** Esquistos. **16-** Cuarcitas mesozonales. **17-** Mármoles mesozonales. **18** - Unidad laureles indiferenciado. **18** - Gneises (incluido en la Unidad Laureles). **20-** Gneises.



talización de 633 ± 8 Ma y una edad para metamorfismo en facies anfibolita a los 607 ± 7 Ma.

Gaucher et al (2008b) y Gaucher et al (2014) definieron el **Granito del Arroyo Mangacha** al NE del fotoplano Arroyo del Soldado y separado del Batolito Puntas del Santa Lucía y generando una sinonimia con el granito previamente descrito por Díaz et al. (1990).

Recientemente Cabrera (2014) y Gaucher et al. (2014) separan dos nuevos cuerpos graníticos en la localidad de Polanco: el **Granito Lavaderos** y el **Granito Sierra de Cabral**. De estos el Granito Sierra de Cabral coincide en ubicación y descripción con los granitos hornblendo-biotíticos previamente mapeados por Preciozzi y Pena (1981) y que fueran parte del Granito de Polanco.

E.2 - Sienita Doña Eustaquia.

En vista de las homonimias que presenta el Granito Barriga Negra (Preciozzi & Pena, 1981) y la Sienita Barriga Negra (Díaz et al. 1990) entre sí y con la Formación Barriga Negra, proponemos la enmienda de dicha sienita como **Sienita Doña Eustaquia**, por ser la referencia geográfica más próxima.

La Sienita Doña Eustaquia, aflora al sur del área estudiada estando afectada por múltiples fallas y diques riolíticos (ver sección G). Su límite norte en el área de estudio es un contacto de falla con la Formación Barriga Negra, las Cuarcitas de los Bueyes, y el Litodema Polanco. Al sur limita con cuarcitas cataclásticas, el Litodema Polanco y el basamento gnéisico, intercalándose hacia el O con todas estas unidades.

Litológicamente esta unidad se caracteriza por un alto porcentaje de feldespatos peritéticos y plagioclasas euhédricas y de colores claros (blancas a grises), con

contenido variable de cuarzo, anfibol, biotita, esfeno y opacos.

Las muestras se encuentran frecuentemente alteradas, siendo la clorita y los óxidos de hierro los principales minerales de alteración.

Cp-229

Sienita cuarzosa

Roca granítica de grano medio, porfirítica, con fenocristales de feldespato alcalino maclados Karlsbad, de textura granuda hipidiomorfa con tendencia agpaítica, donde la ortosa cristaliza desde idiomorfa a subidiomorfa, al igual que la biotita y el anfíbol. El cuarzo es relativamente abundante (hasta 10%) siendo intersticial y xenomorfo.

La plagioclasa es relativamente abundante y presenta macla polisintética.

La biotita aparece como el principal mineral accesorio pero se muestra parcial o totalmente sustituida por clorita con colores de birrefringencia anormales en los tonos castaños.

Los feldespatos (>70%) se encuentran con signos claros de saussuritización, debido a un probable metamorfismo endomórfico hidrotermal, o simplemente debido a la alteración hipergénica química.

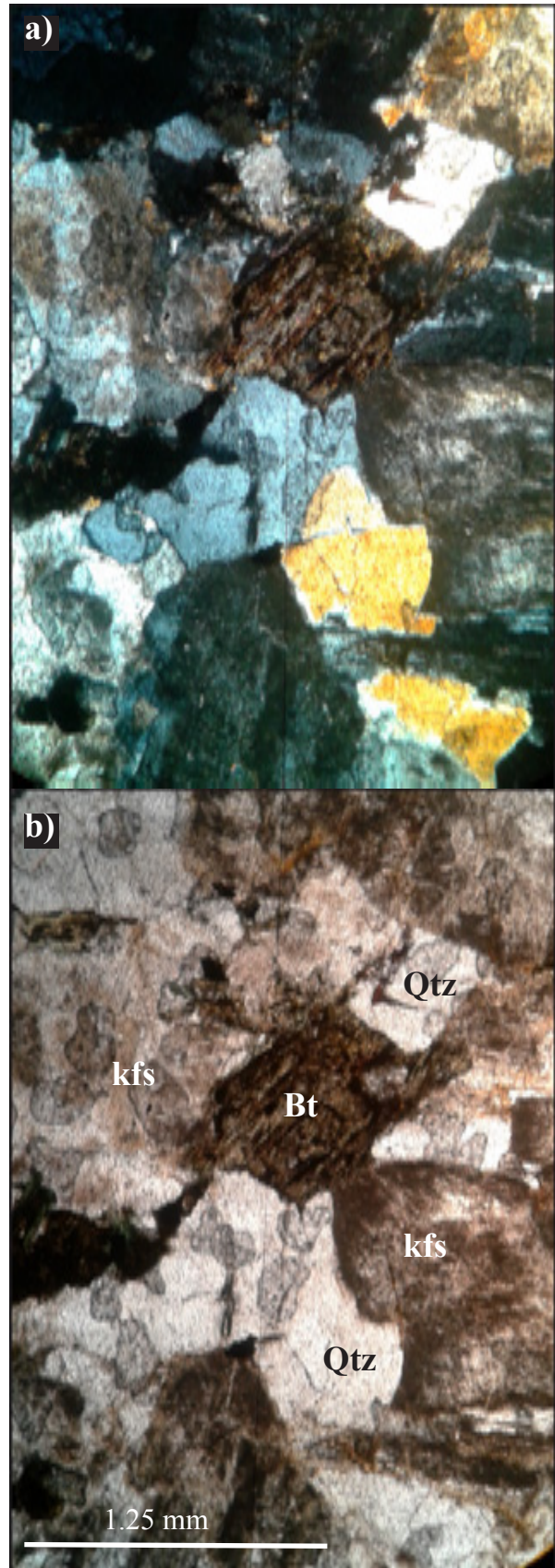


Figura E.2 - Corte petrográfico de la muestra CP-229, a: Luz polarizada. b: Luz normal. Ms: moscovita Kfs: feldespato potásico. Bt: biotita, Qtz: cuarzo

F.- Formación Barriga Negra

F.1- Antecedentes

Las primeras descripciones de las rocas en la región del Arroyo Barriga Negra se deben a **Walther** (1927). Según sus propias palabras:

*En el Arroyo Barriga Negra, la **arenisca rojiza** con ripple-marks se superpone a una **brecha** gruesa. La brecha descansa en aparente concordancia sobre el fundamento cristalino filítico calcáreo poco perturbado. (Walther, 1927).*

*El relicto de **arenisca** del Arroyo Barriga Negra reposa (...) sobre una **brecha** muy gruesa, compuesta esencialmente de fragmentos angulosos de mármol y filita, con clastos de tamaño superior a 10 cm, provenientes de un cristalino muy cercano. (Walther, 1919, p. 75)*

Posteriormente, **MacMillan (1933)** describió la geología a lo largo de los cauces de los arroyos Polanco y Barriga Negra, presentando el primer bosquejo geológico de la zona, en los alrededores de la Estancia del Sr. Francisco Vidal.

Hacia el NE del Cerro de los Bueyes describió:

*...un **conglomerado o arcosa** formado de cantos de cuarzo y material granítico (...) contiene cantos rodados y granos de cuarzo unidos a trozos de feldespato y minerales ferromagnesianos. (...) de cemento ferruginoso tiene rumbo NS y buza 45° E. Todos los elementos del gra-*



Figura F.1.1 - Fotografía de las placas de areniscas con marcas de ondas en los galpones de la estancia F. Vidal. fotografía 2013. *Placas de arenisca [roja y con ripple-marks] de más de un metro cuadrado se han empleado para el piso de los galpones de la estancia del Sr. Francisco Vidal (Walther, 1919).*

nito, aun la biotita, puede distinguirse en la arcosa más gruesa. (MacMillan, 1930, p. 31)

En la colina siguiente encuentra un **conglomerado** con buzamiento sub-vertical hacia el Este:

Compuesto principalmente por cantos bien rodados de granito y cuarzo. (...) El Cerro Feo, a dos kilómetros más allá, parece estar formado del mismo conglomerado. (Op. Cit.)

Sobre el cerro de la Estancia de F. Vidal

describe *areniscas purpúreas* con estratificación diagonal y *areniscas finas de color rojo* oscuro con rumbo NO 15NE y *areniscas ferruginosas muy cuarzosas*. Aunque ni los rumbos ni buzamientos son constantes (MacMillan, 1930, p. 31).

Caorsi y Goñi (1958) se limitan a informar escuetamente que estos conglomerados estarían interestratificados con las calizas subyacentes (**Caorsi y Goñi, 1958**, p. 15).

Para la siguiente generación de investigadores desde **Bossi (1966) a Preciozzi et al. (1979)**, los “depósitos clásticos inmaduros con calcáreos situados en la región de Barriga Negra” fueron considerados como un miembro de la **Formación Piedras de Afilar** (Walther, 1927; Jones, 1956), una formación también sedimentaria definida previamente en la localidad homónima del departamento de Canelones.

Luego, **Midot (1984)**, basándose en el esbozo geológico inédito del Fotoplano Pirarajá (Fay 1981) definió a la **Formación Barriga Negra** (véase figura F.1.3 y F.1.4); separa, de esta forma a las unidades de rocas clásticas ubicadas en las proximidades del arroyo Barriga Negra de las de la **Formación Piedras de Afilar**. El autor se basó para esta separación en sus litologías, grado de madurez y selección (Midot, 1984, p. 81). Esta nueva formación está constituida según este autor por dos unidades:

[...un nivel base de brechas a menudo groseras de una potencia de al menos 30 m. Los elementos retrabajados están representados principalmente por fragmentos de rocas carbonatadas que varían en tamaño de 5 a 40 cm (...). También hay algunos fragmentos de cuarcita; la matriz de estas brechas es formada por una arenisca con cemento carbonático.

Hacia el tope un conjunto de areniscas feldespáticas y líticas y de arcosas de color rojizo con intercalación de pelitas

violetas. Estas facies se presentan en forma de bancos de 0.5 a 1m de potencia, con estratificación confusa. Se constituyen de granos de cuarzo con contornos angulosos, feldespatos (principalmente potásicos) con tamaño de 1 a 2cm y algunos fragmentos líticos que corresponden a cuarcitas y rocas volcánicas básicas de textura microlítica o dolerítica. Las rocas no muestran trazas de retro-metamórfica. El paso entre brechas y facies arenosas es brutal.]

[Los depósitos de Barriga Negra son sub-horizontales y libres de toda traza de deformación; las facies pelíticas son muy importantes para la correlación.]
(Midot, 1984, p. 80, en Francés)

[Los esbozos geológicos levantados en la región muestran que esta constituye una serie monoclinal, con buzamiento al este (10 a 20°), reposando en discordancia sobre el cinturón epimetamórfico [grupo Lavalleya - Rocha] así como sobre los gnéises situados al este.] (Midot, 1984, p. 79, en Francés)

Con su definición Midot (1984) fue el primero en presentar un mapa geológico a escala 1:100.000 de la formación, sin embargo no presentó ni estrato tipo, ni área tipo; así como tampoco analizó la naturaleza de la discordancia.



Figura F.1.2 - Corte de la formación Barriga Negra en los alrededores del Arroyo Malo 1- rocas calcáreas metamórficas 2- brechas con elementos carbonáticos. 3 - Areniscas feldespáticas y arcosas con intercalaciones de pelitas violetas. 2 y 3 corresponden a la Formación Barriga Negra. Notese la discordancia angular esbozada entre las unidades 1 y 2. Tomado de Midot, 1984, p. 80.

Posteriormente **Preciozzi et al. (1985)**, en el mapa geológico del Uruguay a escala 1/50.000, propusieron la definición de **Grupo Barriga Negra**. Desconociendo o ignorando la definición de Midot (1984), por lo tanto redefiniéndola - indirectamente elevándola a la categoría de Grupo - y ampliando su alcance, al sumar a ella otras *unidades conglomerádicas* de la región que no se encuentran espacialmente asociadas, como los conglomerados del cerro las Ventanas (Maldonado), las secuencias sedimentarias de cerro de Aguirre (Rocha) así como también unidades calco-pelíticas subyacentes, como las rocas de la cuenca del río Cebollatí y las calizas de Polanco (ver figura F.1.3).

El Grupo así definido estaría compuesto de tres unidades: una unidad de **conglomerados** de granulometría variable; otra unidad de **areniscas, arcosas y cuarcitas** con intercalación de conglomerados y una última unidad subyacente de carácter calco-pelítico, compuesta de **calizas y limolitas** con intercalaciones de areniscas. (Preciozzi et al. 1985)

Si bien esta mapeado a escala 1:500.000, no definió unidades formacionales dentro del mismo, y tampoco presenta secciones tipo, áreas tipo o descripciones más detalladas para las unidades incluidas. Además, aunque en la memoria del mapa geológico mantiene la separación con la **Formación Piedras de Afilas**, ambas unidades aparecen mapeados como una misma unidad.

Tras una revisión de la geología de la región **Fragoso-Cesar et al. (1987)** volvieron a insistir en las diferencias litológicas entre las rocas clásticas del Barriga Negra y la Formación Piedras de Afilas; e identificaron la discordancia litológica que limita los **mármoles de Polanco** de la sucesión clástica superpuesta. En base a estos argumentos, propusieron la designación **Formación Barriga Negra**, para reunir a las secuencias clásticas inmaduras, desvinculándolas de las rocas metamórficas circundantes. Es decir, separaron del Grupo Barriga Negra (Preciozzi et al., 1985) a las unidades conglomerádicas, redefiniéndolas como Formación Barriga Negra. Desconociendo o ignorando la anterior definición de Midot (1984). Estos autores definen:

[La Formación Barriga Negra es constituida por arenitas conglomerádicas, arenitas diversas, conglomerados y sil-titos [limolitas] teniendo en conjunto una composición arcósica y gran inmadurez textural.] (Fragoso-Cesar et al. 1987, p. 800, 801, en Portugués).

Estos autores presentaron también las primeras descripciones faciológicas detalladas de la unidad. En cuanto a su estructura general destacan:

... están orientados según N-S con buzamiento de hasta 40° (Fragoso-Cesar et al. 1987, p. 800, 801, en Portugués).

Asimismo sugirieron que la unidad en los **cerros de Aguirre** en Rocha podría ser correlacionable con esta unidad.

Posteriormente **Fesefeldt (1988)** sin embargo retomó la definición de **Grupo Barriga Negra** en el sentido de Preciozzi et al. (1985).

Preciozzi & Fay (1990) en la memoria explicativa del fotoplano Piraraja, continuaron manteniendo al **Grupo Barriga Negra**, en el cual describen 3 unidades, *de carácter provisorio sujeto al aporte de nuevas investigaciones* (Preciozzi & Fay 1990, p. 6):

- Unidad Paso de los Talas
- Unidad Arroyo del Soldado
- Unidad Polanco

De estas, la **unidad Paso de los Talas o unidad Arroyo de los Talas** (La memoria utiliza ambos nombres para la unidad), reúne a los **conglomerados, areniscas y limolitas**, que se desarrollan bien expuestos en el arroyo de los Talas. Es la única que parece reunir apropiadamente a los conglomerados de Barriga Negra y rocas asociadas previamente mapeadas por Midot (1984).

Preciozzi & Fay (1990) sugirieron que:

...no ha sufrido deformación tectónica alguna, constituyendo un monoclinal con 20° de buzamiento al este.

Estos autores fueron los primeros en describir los cambios de coloración de la unidad y los únicos en intentar explicar su génesis:

De acuerdo a las características del cemento que poseen, pueden establecerse dos grupos:

a) una cementación arcillosa-limolítica-calcareá que presenta una coloración relativamente constante en tonos rojo-violáceos.

b) una cementación menos arcillosa, más silíceá, de colores verdes y conteniendo una proporción relativamente elevada de carbonatos. La coloración verde puede deberse a la presencia de glauconita, clorita o simplemente Fe^{++} . (Preciozzi & Fay 1990, p. 6)

Asimismo, presentan un perfil tipo de la unidad:

- En la base ubican brechas compuestas predominantemente por clastos calcáreos de 10 a 50cm, a las cuales estiman una potencia de 40m.
- Conglomerados, areniscas y pelitas
- en el tope, un conjunto de areniscas fel-despáticas, arcosas e intercalaciones de pelitas rojizas.

Bossi & Navarro (1991) retomaron la denominación **Formación Barriga Negra** de Midot (1984) pero mantuvieron en ésta a las *unidades conglomerádicas* al norte de la región y las secuencias sedimentarias del **cerro de Aguirre** en Rocha. En otras palabras, restringieron al Grupo Barriga Negra de Preciozzi et al. (1985) sólo a sus miembros clásticos (conglomerados y areniscas) y lo degradaron al rango de formación. Señalaron que se trata de unidad diferente a las

formaciones **Piedras de Afilas** y **Las Ventanas** (Figura F.1.3). Como adición a las descripciones precedentes agregaron:

En la base del nivel pelítico, a orillas del arroyo Tarumán, son muy frecuentes las marcas de onda y las fracturas de desecación de barros, indicando aguas someras con episodios subaéreos.

Los autores describen la sección tipo de la formación, (Díaz y Albanel com. pers.) de la siguiente forma:

-en la base, espesores de varios centenares de metros de conglomerados clasto-soportados constituidos por bloques de hasta un metro de diámetro con predominio de gneises y cuarcitas moscovíticas, aunque en los niveles inferiores aparecen clastos del granito de Polanco y de las dolomías metamorfizadas por él.

-... areniscas gruesas y finas, muy fel-despáticas, con estratificación cruzada indicando proveniencia desde el oeste.

- en la cima, pelitas verdes y violáceas con intercalación de niveles rudáceos hacia el oeste y areniscas finas hacia el este pero que desaparecen hacia la cúspide del paquete sedimentario.

Posteriormente, **Díaz et al. (1990)** presentaron el mapa geológico de Cerro Partido a escala 1/100.000 (Figura F.1.4), donde reconociendo en la Formación Barriga Negra:

-En discordancia sobre los metamorfitos de bajo grado y el granito deformado, se encuentran sedimentos de alta energía, estrato y grano decrecientes, con enormes masas de conglomerados (...) superpuestos por areniscas y pelitas

La granulometría disminuye de Oeste a Este en un macizo que buza regionalmente alrededor de 20° hacia el Este.



Son los primeros en notar la intensa facturación del conglomerados debido según explican a la *pronunciada silicificación (diagénesis)* que lo afecta. Asimismo destacan:

El color de las rocas varia de rojo intenso a verde en las pelitas. No se ha detectado restos fósiles aunque aparecen posibles bioturbaciones.

Gaucher (2000) propuso incluir a la **Formación Polanco** y la **Formación Barriga Negra** dentro del **Grupo Arroyo del Soldado** (GAS). Según el autor la incorporación de Barriga Negra al Grupo se debe a:

*[(1) La transición gradual entre la formación Polanco y la unidad; (2) La ocurrencia de *Bavlinella faveolata* cerca del tope de la formación Barriga Negra; (3) Ambiente sedimentario marino en la base y tope de la unidad demostrado por albita autigénica, glauconita y acritarcas; (4) Transición gradual en el tope hacia la Formación Cerro Espuelitas; (5) Concordancia estructural de la unidad con respecto a las unidades sub- y supra-yacentes.]* (Gaucher 2000, p. 38, en Inglés)

[Está constituida de conglomerados y brechas con clastos carbonáticos del GAS en la base...] (Gaucher 2000, p. 38, en Inglés)

El autor restringe la formación a la región al N y E de Polanco (Gaucher 2000, p. 39) tomando como área tipo la región pre-

viamente mapeada por Midot (1984), y presenta un estratotipo y para-estratotipo para la formación. Definiéndolo para el área tipo entre los puntos 15 y 17 de su tesis, para estratotipo en el punto 16. Asimismo, estimó la potencia de la formación en 1500m.

De base a tope describió (ver figura F.1.5):

[La unidad comienza con dos ciclos estrato- y grano- decrecientes, cada uno de 200m de espesor (...)] El ciclo inferior muestra, en su base, camadas de brecha clastosoportada intercalada con bandas carbonáticas decimétricas.(...) Los clastos de la brecha son tabulares, subangulares y casi exclusivamente compuestos de caliza, siendo, de hecho, intraclastos. El tamaño de clastos máximo es de 30cm. (...)

Este comportamiento continua en el segundo ciclo, el cual se caracteriza por conglomerados polimícticos, clastosoportados, caóticos, con un tamaño máximo de clastos de 70cm. (...) El cemento es hecho de calcita y hematita como en el ciclo inferior, pero no contiene albita autigénica.

(...)

La formación pasa luego a una sección intermedia, libre de clastos y cemento carbonático, con dos ciclos estrato- y grano- decreciente, de al menos 750m de espesor cada una.

(...)

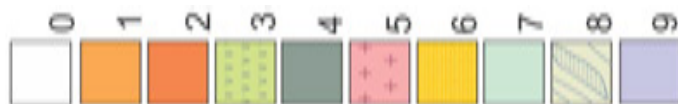
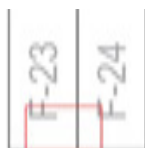
El ciclo superior comienza con conglomerados con estratificación cruzada y clastos que alcanzan un máximo de 60cm...

(...)

Hacia el tope ocurren los siguientes cambios:

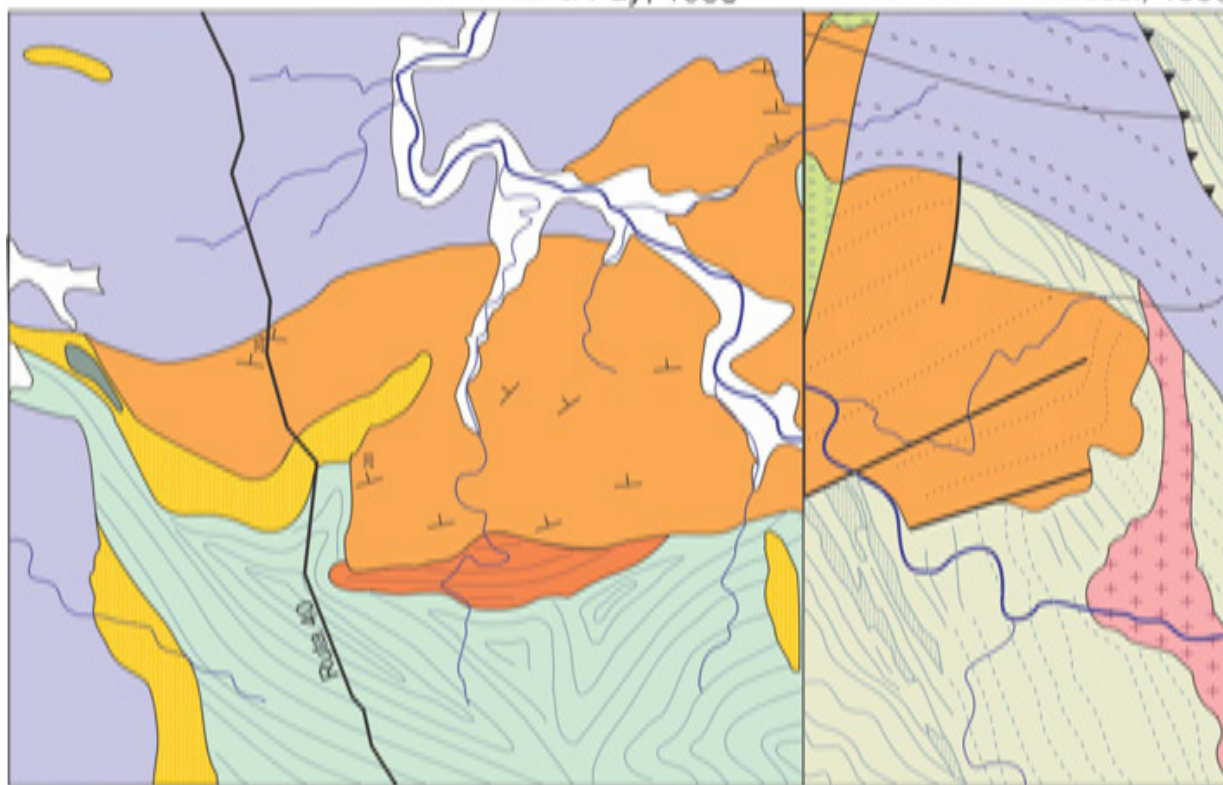
- 1. el color cambie progresivamente de marrón a verde,*
- 2. el tamaño máximo de granos decrece de 60 a 20cm y menos.*
- 3. El espesor de la estratificación disminuye de 5 a 20cm.*
- 4. La redondez de los clastos incremen-*

Figura F.1.3 .- Evolución de los mapas de la Unidad Barriga Negra y unidades históricamente relacionadas según Midot (1981), Preciozzi et al. (1985), Bossi y Navarro (1991), Sánchez Bettucci (1998), y Gaucher (2000).

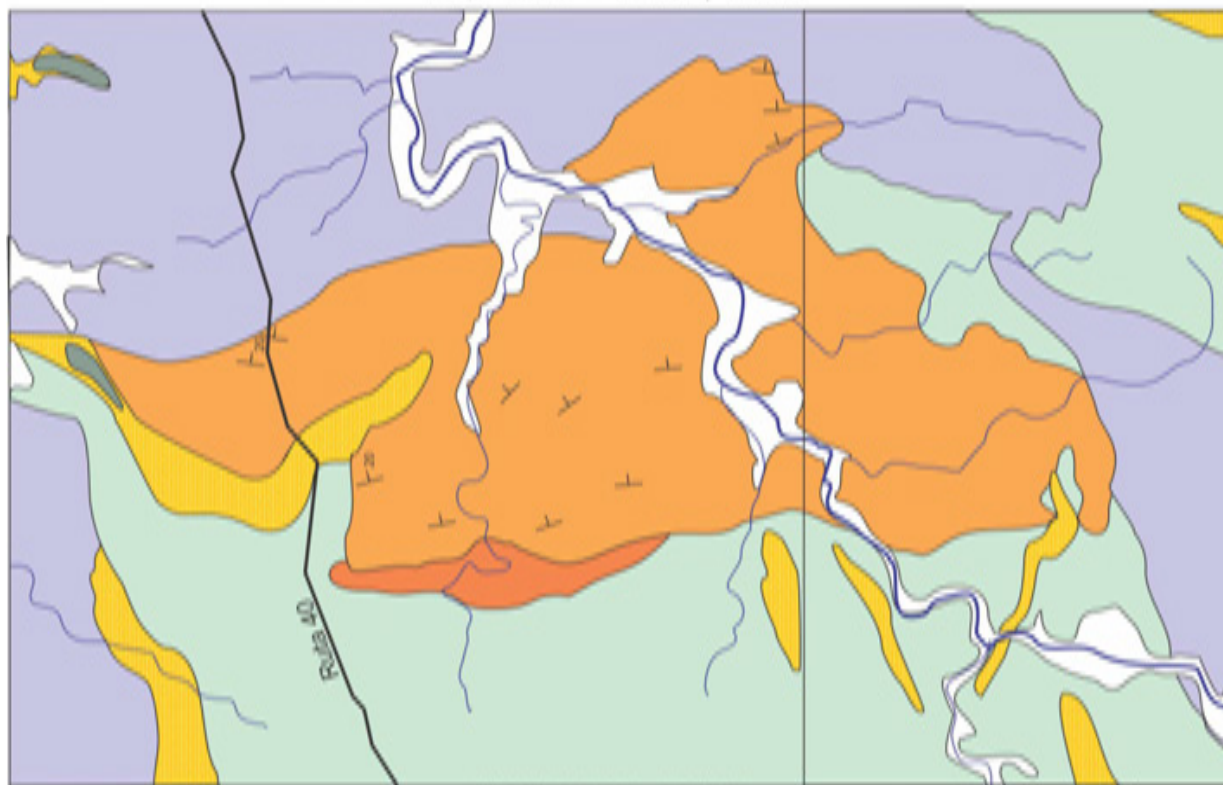


Preciozzi & Fay, 1988

Diaz, Albanell & Bossi, 1990



Fay, 1981 Midot, 1984



Hoja F-23 Pirajá

Hoja F-24 Cerro Partido

- ta.
5. *Estratos gradados de arcosa con estratificación cruzada se hacen dominantes y*
 6. *pelitas ocurren intercaladas entre estratos de arcosas y conglomerados.*

El tope de la formación está compuesto de conglomerado polimíctico (...). La matriz es clorítica, algo de glauconita y cementos columnares de calcita.] (Gaucher 2000, p. 39, en Inglés)

Fambrini et al. (2005), realizaron un relevamiento estratigráfico con el objetivo correlacionar con unidades análogas en Brasil. Lo primero señala el autor es la discordancia entre los conglomerados y el basamento metamórfico carbonático. Fambrini et al (2005)

retoma la definición de la Formación Barriga Negra en el sentido de **Fragoso-Cesar et al (1987)** *excluyendo a las unidades metamórficas (Grupo Lavalleja)*. Para estos autores la formación Barriga Negra aflora en el curso medio superior del arroyo homónimo *al este de la ciudad de Polanco, en el Paso de Los Talas y en la Estancia Francisco Vidal*. Asimismo, sugieren que afloran dentro de un graben con dirección NNE-SSO *en discordancia litológica, unidades metasedimentarias de bajo grado (Grupo Lavalleja) y el Granito de Polanco*. Sin embargo, **Fambrini et al. (2005)** utilizaron el mapa geológico de Preciozzi et al. (1985) en el que se mapea el Grupo Barriga Negra que incluye a los mármoles de Polanco.

Fambrini et al (2005) también presentaron dos columnas estratigráficas de detalle, una de 10 y otra de 15 metros de potencia, dentro de la formación.

F.1.4 - Mapas presentados para la Formación Barriga Negra, de los fotoplanos Piraraja (F-23) y Cerro Partido (F-24). a: Mapa geológico de Fay (1981) presentado en Midot (1984). b: Mapa geológico de Preciozzi y Fay (1988) del fotoplano Pirarajá y mapa geológico de Díaz y Albanel (1990) del fotoplano Cerro Partido. Referencias; 0: Cuaternario, 1 y 2: Formación Barriga Negra. 1: Unidades arcóscas, 2: Conglomerado calcáreo, 3: Rocas volcánicas Mesozoicas; 4: Anfíbolitas, 5: Sienita Barriga Negra, 6: Cuarzitas, 7: Unidad Polanco, 8; Cuarzitas y mármoles indiferenciados. 9: Gneises / basamento cristalino.

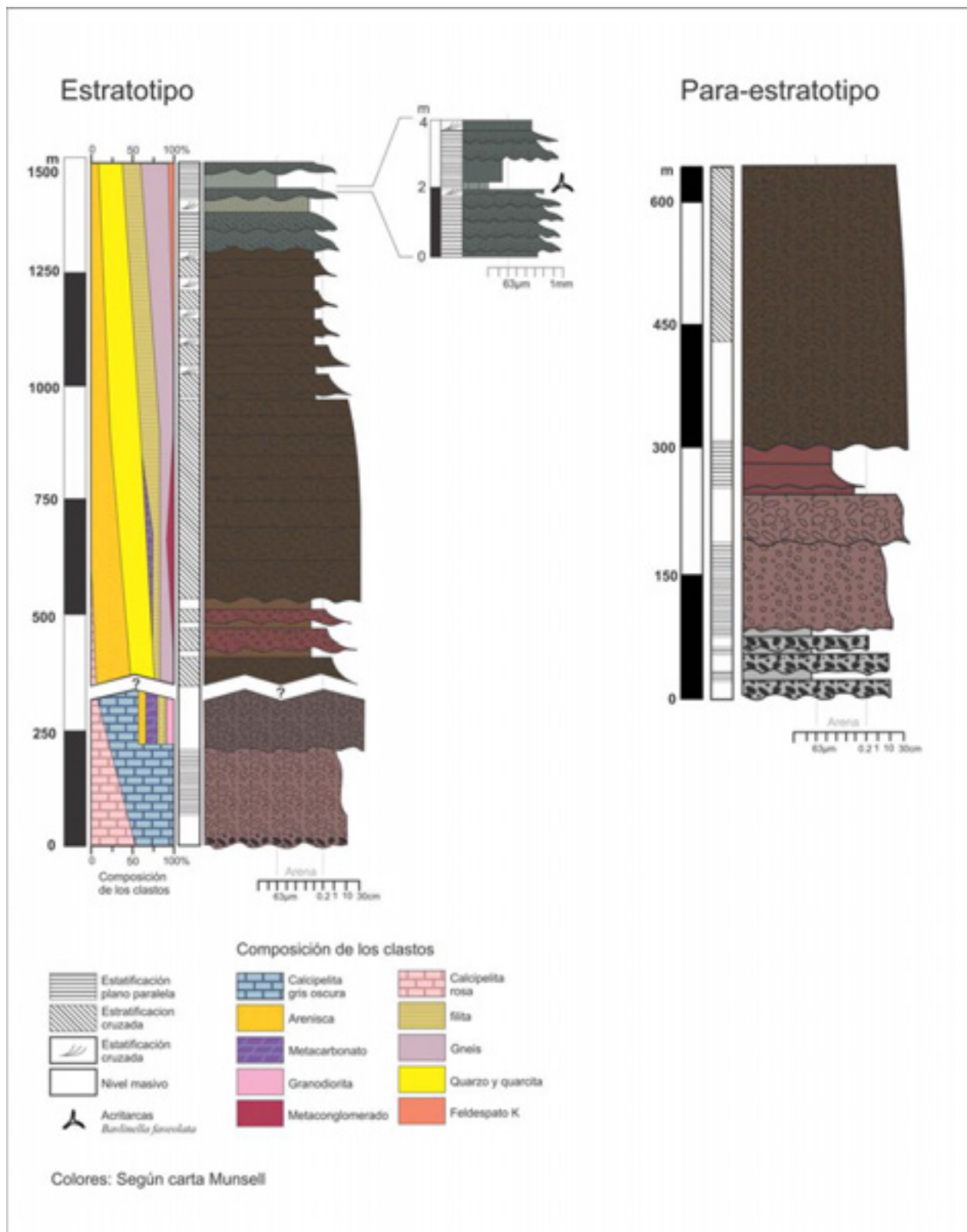


Figura F.1.5 - Perfil estratigráfico de la Formación Barriga Negra propuesto por Gaucher (2000).

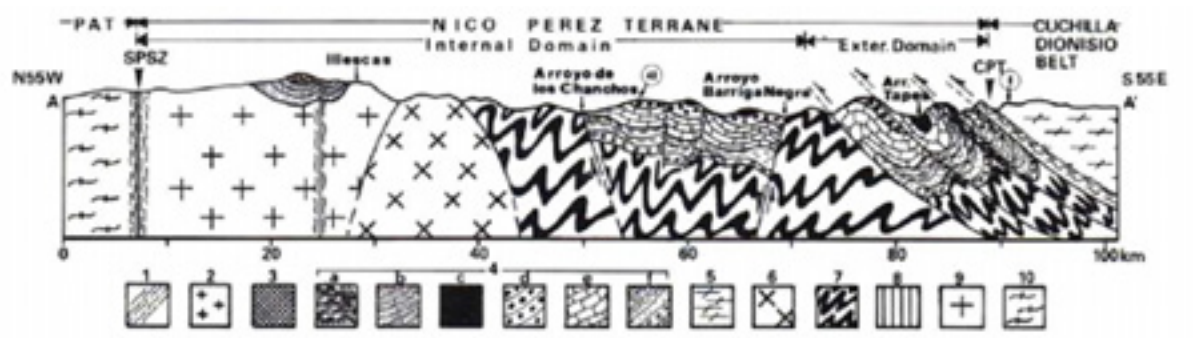


Figura F.5 - Corte geológico del Terreno Nico Pérez, mostrando dominios internos y externos. 1: milonitas; 2: Granitos cámbricos intrusivos, 3: Aureola de contacto, 4; Grupo Arroyo del Soldado: a: Formación Victoria; b: Formación San Francisco; c: Formación Espuelitas; d: Formación Barriga Negra; e: Formación Polanco; f: Formación Yerbal; 5: Rocas metamórficas del ciclo brasiliano; 6: Granitos de edad indeterminada; 7: Basamento metamórfico paleo y mesoproterozoico; 8: Formación Vichadero. (Tomado de Gaucher 2000, p. 12)

F.2. Resultados geológicos de la Formación Barriga Negra

En este trabajo nos basamos en la definición original de **Formación Barriga Negra** de Midot (1984).

La Formación Barriga Negra es dividida aquí en cinco miembros (cuatro formales, uno informal) que se describen, de base a tope a continuación:

Miembro volcano-sedimentario: compuestos por rocas volcánicas y piroclásticas ácidas.

Miembro clástico inferior: caracterizado por ortoconglomerados gravillosos intraformacionales arcósicos.

Miembro calcáreo: formado por diamictitas* oligomicticas de bloques calcáreos clastosportadas y matriz arenosa.

Miembro Feo: formado por conglomerados petromícticos de bloques clastosportados y matriz arenosa.

Unidad Vidal (informal): conformado por niveles de arenitas arcósicas y lutitas

El reconocimiento de los miembros y el mapeo detallado de los mismos (Figura 3.1 y Anexo 1) aportó valiosa información para la estratigrafía. El nivel de conglomerados calcáreos (miembro calcáreo) que se

consideraba base de la formación, reveló no ser tal y unidades que se consideraban suprayacentes al mismo (Miembro Clástico Inferior) resultaron estar en la base. Asimismo se describe una nueva unidad de carácter volcano-sedimentario la cual representaría la base de la unidad.

Esta nueva estratigrafía cambia también la interpretación paleoambiental, y mas específicamente la secuencia de eventos y ambientes que esta representa. El nuevo mapeo también ha permitido caracterizar mejor la estructura y razgos deformacionales de la unidad, resolviendo algunas inconsistencias.

Se ha observado que la unidad, que para algunos autores presenta inclinaciones bajas (10-20°) y para otros más altas (40-60°) presenta en realidad un buzamiento variable que aumenta de E a O desde menos de 10° hasta cerca de 60°; lo que explica las discrepancias en las observaciones previas.

Asimismo las observaciones muestran, que la unidad está controlada por fallas de desplazamiento normal y de rumbo. Además de estar afectada por intrusiones volcánicas ácidas, (riolitas), no mencionadas hasta el momento. Fenómenos de deformación pasiva (pliegues) han sido reconocidos en su porción más sur.

A continuación se describirán cada uno de los miembros identificados.

* - Ver definición empleada en páginas 154 a 156.

F.3. Miembro volcano-sedimentario

El miembro volcano-sedimentario se encuentra en la base de la Formación Barriga Negra y aflora al oeste de la formación. (véase la figura 3.1 y anexo 1) Esta unidad destaca en el relieve constituyendo un cerro al margen del Arroyo Barriga Negra.

Litológicamente se trata de un conjunto de rocas volcánicas y piroclásticas fuertemente alteradas, presentando coloraciones verdosas.

Las rocas volcánicas presentan vacuolas y fenocristales que alcanzan los 0.5mm, mientras que las rocas piroclásticas presentan estructuras de flujo, estratificación cruzada y clastos volcánicos.

Estas rocas se encuentran fuertemente alteradas dificultando la determinación de la asociación mineralógica. Se observan relictos de fenocristales de feldespato, plagioclasa, hornblendas, y opacos, así como una matriz rica en cuarzo. Se reconocen cristales secundarios de clorita, actinolita, epidoto, sericita y carbonatos sustituyendo en pseudomorfos a los fenocristales de feldespato. Sugiriendo una paragénesis de metamorfismo de tipo hidrotermal.



Figura F3.1, a y b: vacuolas preservadas en afloramiento (punto 285)



Figura F.3.2 - a: estratificación cruzada de bajo ángulo en las tobas del miembro volcano-sedimentario. b: probables estructuras de flujo.

CP- 95
roca-proclástica hidrotermalizada

Roca compuesta por fenocristales de Feldespatos potásico, plagioclasas, hornblenda y opacos, en una matriz microcristalina rica en cuarzo. Cristales secundarios de clorita, actinolita, epidoto, sericita y carbonatos, pueden reconocerse. Fuerte saussuritización afecta a los feldespatos que se preservan como cristales esqueléticos. La asociación mineral hidrotermal enmascara la textura magmática residual de la roca.

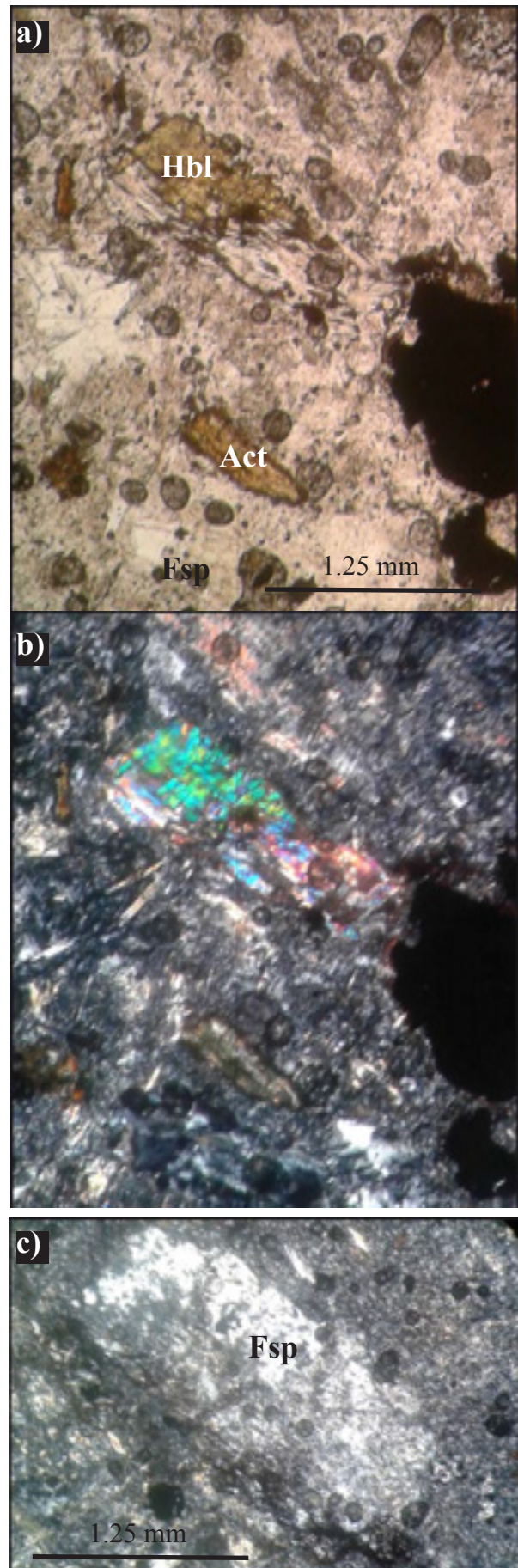


Figura F.3.3 - Corte petrográfico de la muestra CP-95a, a: Luz normal. b: Luz polarizada, c: luz normal, cristal esquelético de feldespatos. Fsp: Feldespatos, Act, Actinolita, Hbl: Hornblenda

CP- 95
roca-piroclástica hidrotermalizada

Roca compuesta por fenocristales de Feldespatos, plagioclasas, horblenda y opacos, en una matriz microcristalina rica en cuarzo. Cristales secundarios de clorita, actinolita, epidoto, sericita pueden reconocerse. Fuerte saussuritización afecta a los feldespatos que se preservan como cristales esqueléticos.

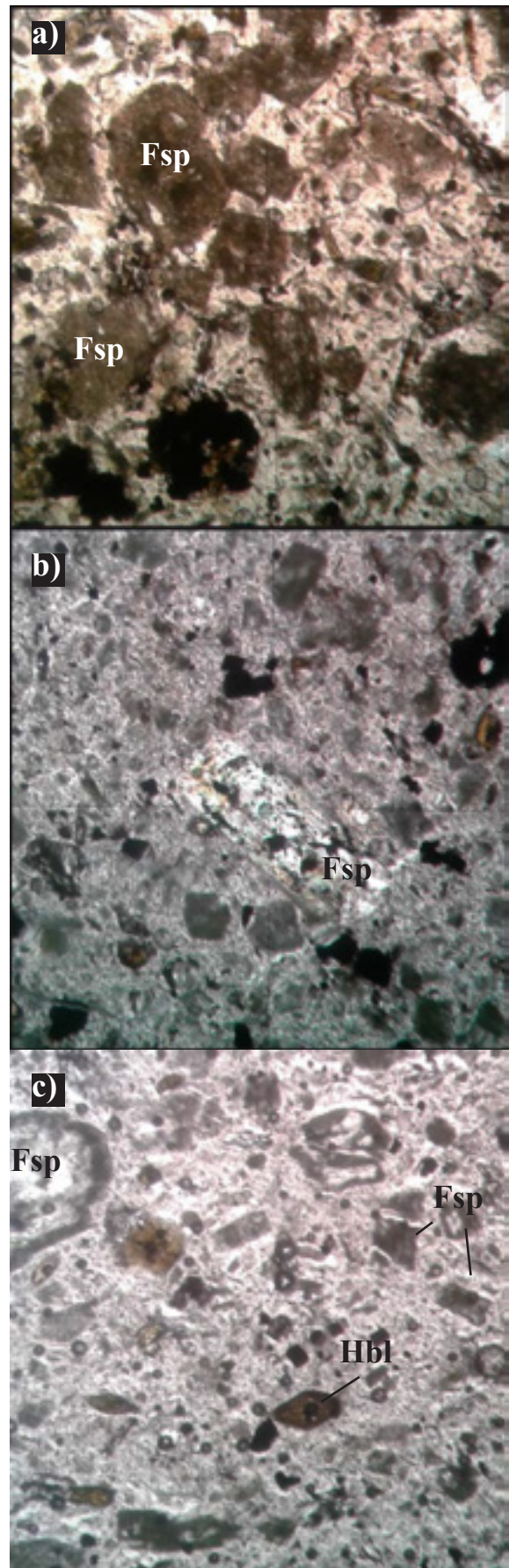


Figura F.3.4 - Corte petrográfico de la muestra CP-95b, a: Luz normal. b: Luz normal, c: luz normal. La escala en las imágenes equivale a 2.5mm. Fsp: Feldespato, Hbl: horblenda

CP- 95

roca-piroclástica hidrotermalizada

Roca compuesta por clastos de rocas volcánicas donde se reconocen fenocristales de feldespatos potásico, plagioclasas, horblenda y opacos, en una matriz microcristalina rica en cuarzo. Cristales secundarios de clorita, actinolita, epidoto, sericita y carbonatos, pueden reconocerse. Fuerte saussurización afecta a los feldespatos que se preservan como cristales esqueléticos.

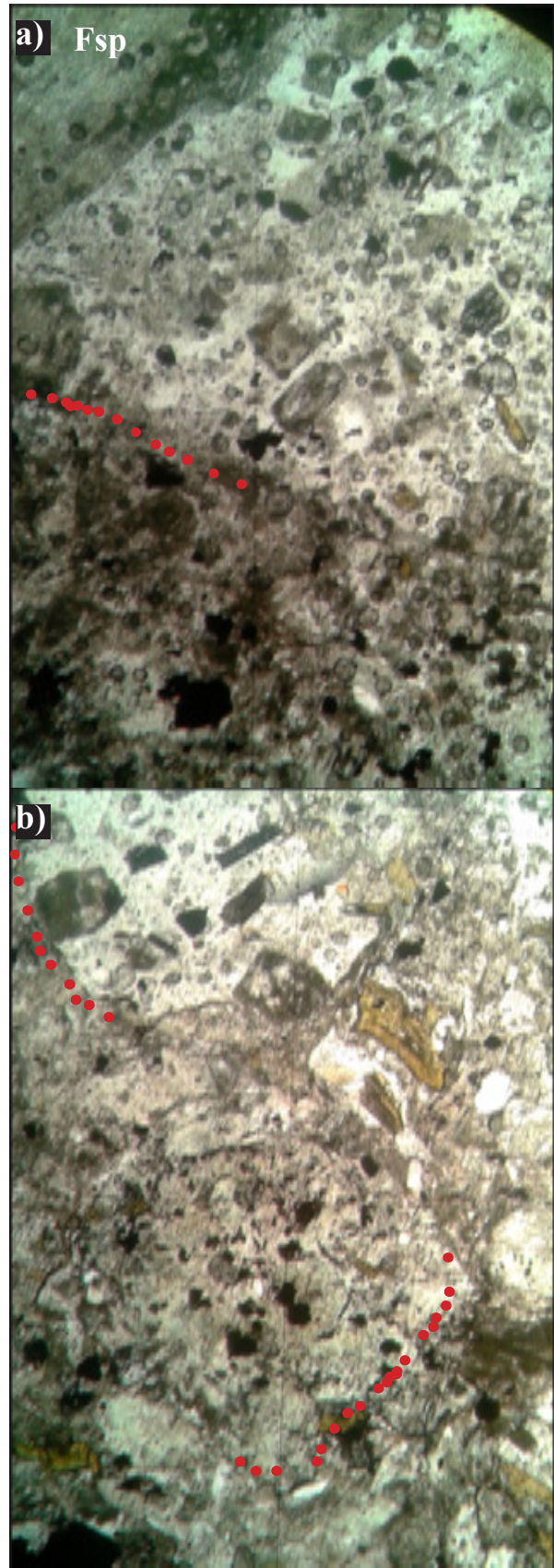


Figura F.3.3 - Corte petrográfico de la muestra CP-95a, a: Luz normal. b: Luz normal. La escala en las imágenes equivale a 2.5mm. En líneas punteadas se limitan parte del contorno de algunos clastos. Fsp: feldespatos

F.4 Miembro clástico inferior

Ortoconglomerado gravilloso intraformacional arcósico

El miembro inferior de Barriga Negra aflora al sur-oeste de la formación, a lo largo del arroyo de los Talas. Sus afloramientos son amplios y se destacan en el relieve y por su poca generación de suelos. La porción inferior del miembro, localizada mas al oeste, presenta relieve suave, y se caracteriza por generar mejores suelos. Presenta una marcada estratificación cuyo plano de estratificación es N345°/37° E. La porción superior, localizada al este, presenta amplios afloramientos con un relieve abrupto y fuerte diaclasado. La estratificación original es difícil de reconocer. La porción sur del miembro presenta plegado generando un cambio abrupto de las direcciones estructurales desde N55° del rumbo de la estratificación, pasando a una media de N290 33NE.

F.4.1 Litología

La sucesión sedimentaria se presenta en conjunto como grano y estrato-creciente, aunque cada paquete es grano, estrato-decrecientes. La estratificación es a decimétricas a centimétricas. El miembro se compone, en orden de abundancia por conglomerados de granulos arcosicos [arcosic-granule-conglomerate], conglomerados de gujarros arcósicos [arcosic-pebble-conglomerate], arenitas líticas y feldespáticas y en menor proporción pelitas.

Los rasgos petrográficos de las muestras de clastos muestran que están compuestos principalmente de fragmentos sieníticos y graníticos, feldespatos y cuarzo, todos angulosos y moderadamente seleccionados. La matriz de los conglomerados es de granulometría tamaño arena y su composición es arcósicas, similar a la del esqueleto. Los colo-

res de la matriz varían entre gris amarillento (*grayish yellow* 5Y 8/4), bordó (*dusky red* 5R 3/4) y verde pálido (*moderate yellowish green* 10GY 6/4) El cemento es localmente calcrete, silcrete y ferricrete, dándole coloraciones diferentes según el lugar, lo que sugiere que es más moderno que la roca.

Puede distinguirse el nivel inferior compuesto por un conglomerado masivo, compuesto predominantemente de bloques de sienita de hasta 40cm, bien redondeados y en menor medida por clastos volcano-clásticos (ver figura 4.4). La matriz es de coloración bordó, porosa a masiva y se compone de arcosa en la que predominan los clastos de sienita y rocas volcánicas. Este conglomerado se encuentra en contacto directo con la Sienita Doña Eustaquia (punto 241) y con el miembro volcano-clástico inferior (punto 287).

Las facies gruesas conglomerádicas, tienen potencias centimétricas a métricas, formando paquetes tabulares, presentando una marcada estratificación plano paralela, algo ondulados en base y tope. Es común la aparición de niveles y lentes decimétricos a métricos de arenitas con frecuente aparición de estratificación cruzada (acanalada o tabular) y que según Fambrini et al. (2005) presentan estratificación cruzada tipo hummocky con longitud de onda de 1.5m, marcas de ondulitas asimétricas y laminación ondulosa. Algunos niveles o lentes de gujarros (pebble) se presentan sumamente redondeados con imbricación, siendo más comunes hacia el tope del miembro, como ya fuera señalado por Frago-Cesar et al. (1987, p. 800, 801).

Los niveles de arenitas son generalmente finos a medios, laminados, ocasionalmente macizos y con marcas de ondulitas simé-

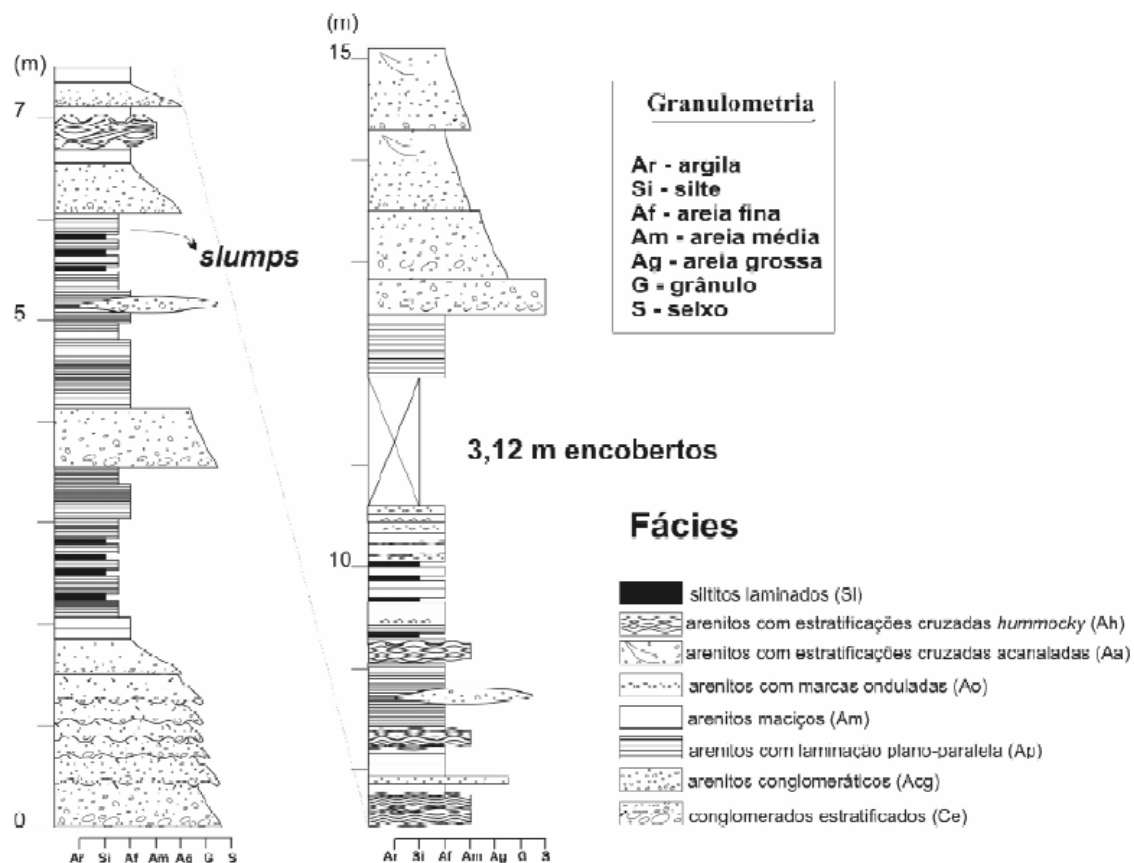


Figura F.4.1 - Columna estratigráfica en detalle de la porción inferior del miembro clástico inferior de la Formación Barriga Negra en la región del Paso de los Talas. Tomado de Fambrini et al. (2005).

tricas y asimétricas, con sentido de flujo al Noreste, tal como lo describió Fambrini (2005).

Los niveles pelíticos son escasos, presentan laminación plano-paralela y frecuentes intercalaciones de niveles arenosos, con coloraciones verdosas y púrpuras.

En la Figura F.4.1 se presenta la sección a detalle (Fambrini et al. 2005) de la parte inferior este miembro en el arroyo de los Talas. Los autores consideraban que este perfil se encontraba en la parte media de la formación y no en la base como se propone en este trabajo.



Figura F.4.2 - a) (punto 86) Fotografía de un afloramiento donde se observa estratificación plano paralela, ondulosa y cruzada. b: (punto 60) Fotografía de un afloramiento donde se aprecia la estratificación plano paralela decimétrica en conglomerado de cantos (cobble). c: (punto 244) Fotografía de un afloramiento donde se observa estratificación plano paralela y estratificación ondulos a entre niveles conglomerádicos de granulos y niveles de arena fina a gruesa.

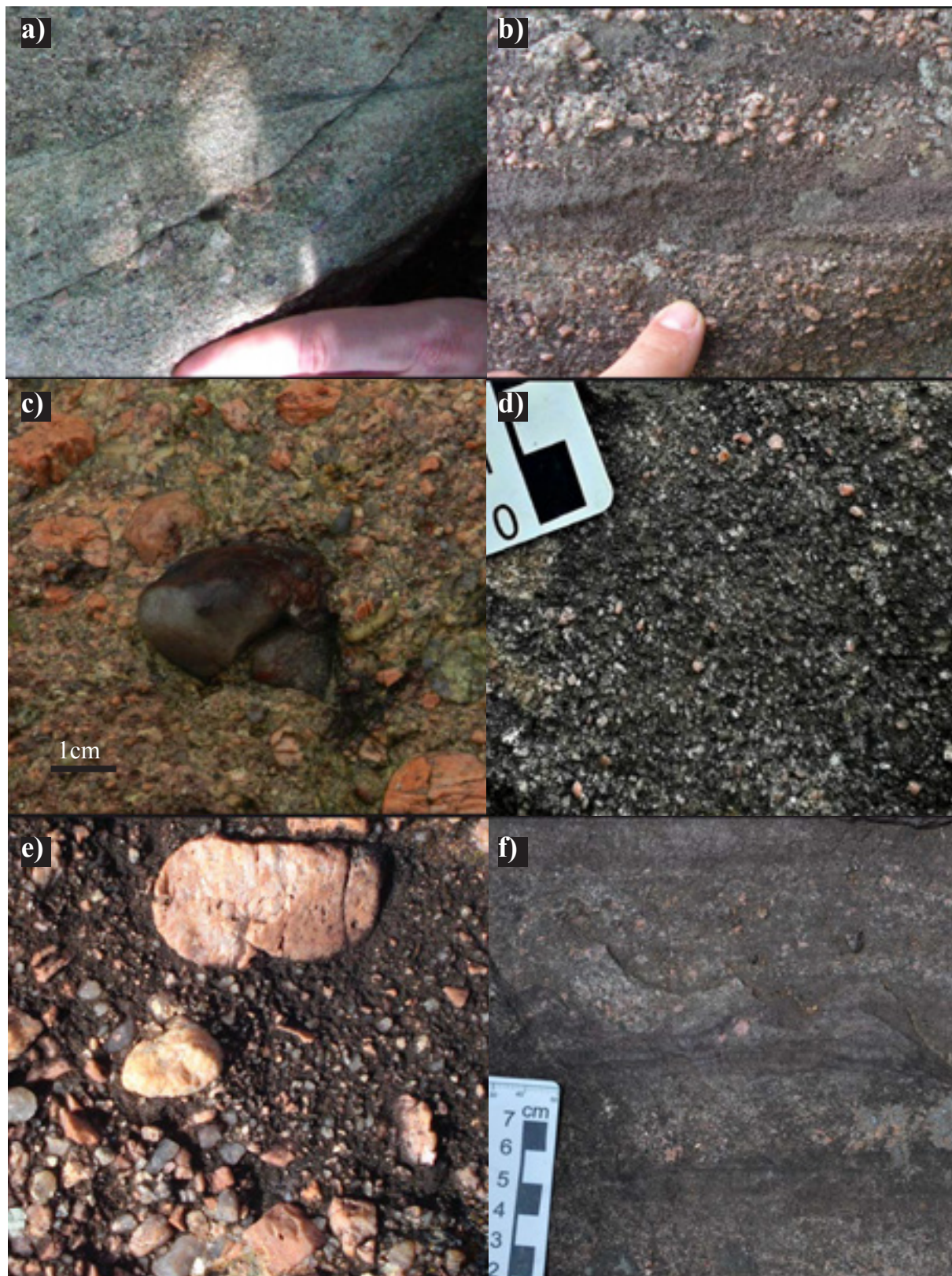


Figura F.4.3 - a: (punto 244) Fotografía de un afloramiento donde se aprecia una estratificación cruzada en un conglomerado de color verdoso. b: (punto 87) Fotografía de niveles conglomerádicos de granulos y arena gruesa con estratificación ondulosa. c: (punto 219) Fotografía de un conglomerado de cantos donde se puede apreciar la composición dominante de clastos feldespáticos y cuarzo así, como su redondez. d: (punto 243) Fotografía de un nivel de conglomerados de granulos con clastos de feldespáticos. e: (punto 87) Fotografía de un conglomerado de cantos con matriz bordó. Apréciase la redondez y proporción de feldespatos y cuarzos en el mismo. f: (punto) Fotografía de niveles conglomerádicos de granulos y arena gruesa a fina con estratificación ondulosa.

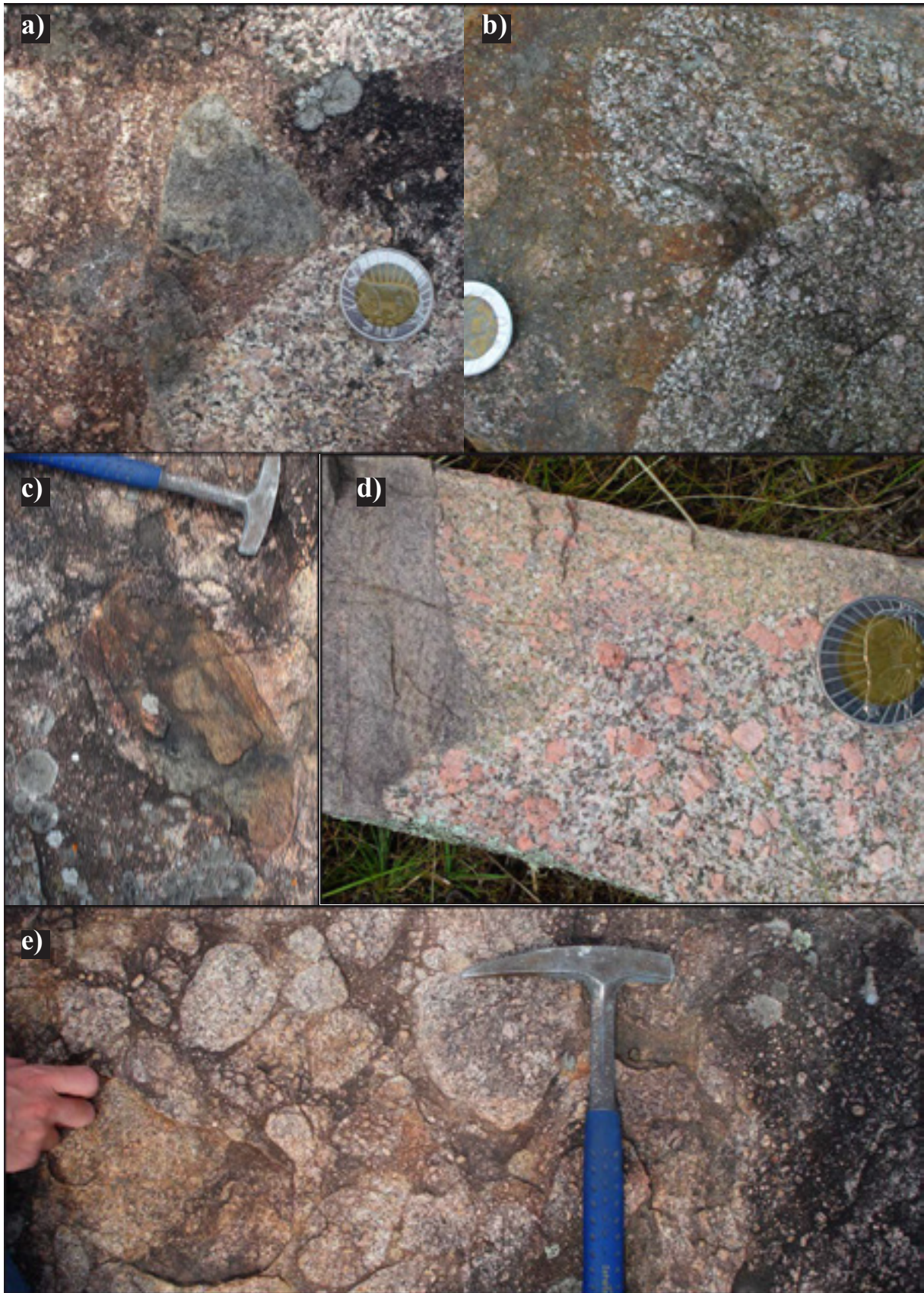


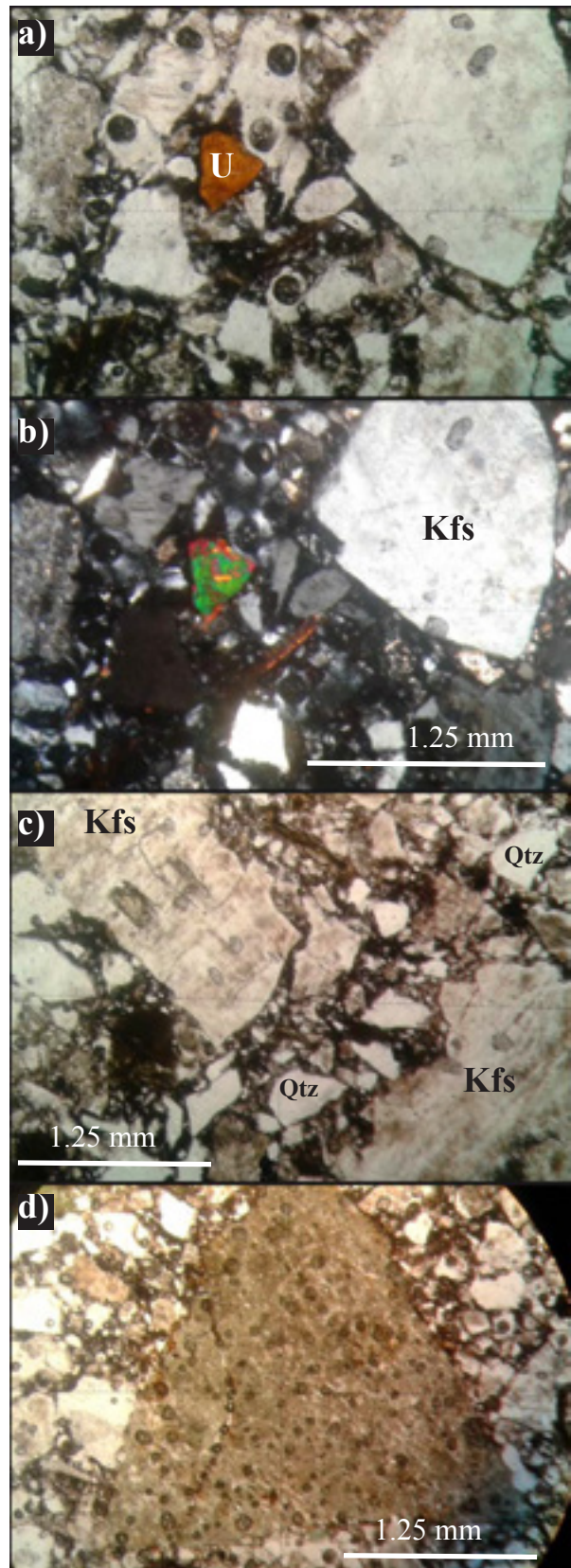
Figura F.4.4 - (punto 241) Base del Miembro clástico inferior, en contacto con el macizo sienítico. a: clastos de sienita y rocas volcánicas del miembro inferior. b: clastos sieníticos redondeados en una matriz oscura. c: clasto foliado entre los clastos sienograníticos. d: clasto que muestra el contacto entre una facie porfirítica, una facie equigranular y una facie microgranular de sienita. e: clastos sieníticos redondeados en una matriz bordó oscura.

Puede distinguirse el nivel inferior compuesto por un conglomerado masivo, compuesto predominantemente de bloques de sienita de hasta 40cm, bien redondeados y en menor medida por clastos volcánico-clásticos (ver figura F.4.4). La matriz es de coloración bordo, porosa a masiva y se compone de arcosa en la que predominan los clastos de sienita y rocas volcánicas. Este conglomerado se encuentra en contacto directo con la Sienita Doña Eustaquia (punto 241) y con el miembro volcánico-clástico inferior (punto 287)

CP - 241 Conglomerado

Conglomerado clastosoportado compuesto por clastos de sienita, feldespato perítico, plagioclasas, cuarzo, opacos y en proporciones menores al 5% clastos volcánicos y clastos carbonáticos.

Figura F.4.5 - Corte petrográfico de la muestra CP-241a, a: Luz Normal, se aprecian clastos de cuarzo, feldespatos saurizitados, anfíbol, biotita alterada y uraninita en el centro. b ídem en Luz Polarizada. c: Luz normal, clastos de sienita, cuarzo, micas y opacos. d: Luz normal, clasto volcánico triangular rodeado de clastos de feldespato y cuarzo. Kfs: feldespato Potásico, Qtz, cuarzo, U: uraninita (?).



jcc 81 - 8 Bis

Wacke feldespático

La muestra se caracteriza por un laminación plano paralela, irregular, anastomosada, interpretable como estratificación original (S_0). La selección es moderada a pobre.

El dominio de grano mas grueso se compone de un esqueleto de granos de cuarzo, plagioclasa, ortosa, carbonatos, micas detríticas y chert de entre 0.125 a 0.23 mm (arena fina) angulosos, tanto de alta como baja esfericidad. El esqueleto es clastosoportado con contactos entre granos caracterizados por bordes de disolución, con imbricación por compactación y la presencia de caolinita rodeando los clastos. Por la composición de los clastos este dominio es una arenita feldespática.

Los granos de **cuarzo, plagioclasa y ortosa** en su mayoría se encuentran bien preservados. Algunos clastos de cuarzo (menos del 10%) presentan fracturas, inclusiones minerales (apatito?), extinción ondulosa y algunos feldespatos con signos de alteración y pertitas.

Las micas detríticas se encuentran sustituidas por óxidos de hierro, otras alteradas a clorita (glauconita?) y plegadas al contacto de granos adyacentes.

Los minerales opacos están representados por cristales pequeños, de hábito euhédrico y cúbico.

El dominio de grano fino se caracteriza por una granulometría de fracción limo oscura, compuesto por limonita, sericita y cuarzo, que se concentra en bandas anastomosadas definiendo la laminación. Se observan clastos de tamaño mayor (arena fina) dispersos, y sericita euhédrica neoformada, orientada paralelamente al estrato.

La matriz de los dominios de fracción limo y arena fina se componen de minerales secundarios (sericita, clorita), óxidos de hierro y carbonatos, de fracción limo-arcilla.

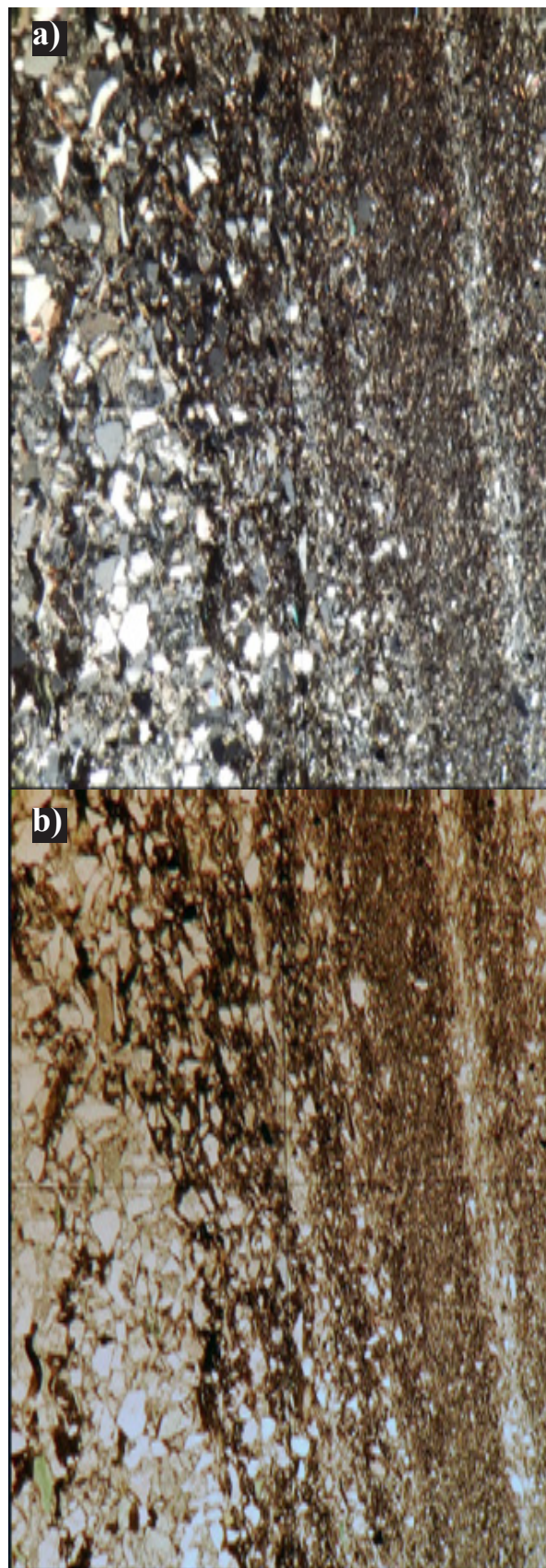


Figura F.4.6 - Corte petrográfico de la muestra Jcc/81-8bis, a: Luz polarizada b: Luz normal. La regla en las imágenes equivale a 2.5mm.

Jcc/81 -106

Meta-arcosa

Roca clastosoposte compuesta por clastos tamaño arena fina a gravilla (0.06 a 5 mm) inequigranulares angulosos constituidos en orden de abundancia por granitoides, cuarzo, feldespatos y plagioclasas, micas cloritizadas, esfeno y opacos. Los clastos están recortados por fracturas rellenas con carbonatos recrystalizados. Las plagioclasas están fuertemente saussuritizadas y serpentinizadas, pero aun se reconocen las maclas polisitéticas y zonación. El feldespato presenta perititas e inclusiones de cuarzo, en ocasiones se observan maclas simples. Las micas detríticas se observan deformadas y aplastadas entre los clastos y totalmente cloritizadas. La matriz es fracción limo (menor a 0.04mm) y escasa. Esta se compone de granos de igual mineralogía que el esqueleto, con abundancia de clorita, epidoto, esfeno. El carbonato aparece relleno de fracturas y cavidades, conformando cuerpos recrystalizados de tamaño similar a los clastos del esqueleto. Son comunes las maclas tipo I y tipo II (mayores a 1µm), con dominio de la macla tipo I. No se aprecian carbonatos como clastos. Las evidencias microtectónicas y la paragenesis mineral clorita+albita+epidoto sugieren metamorfismo de grado bajo.

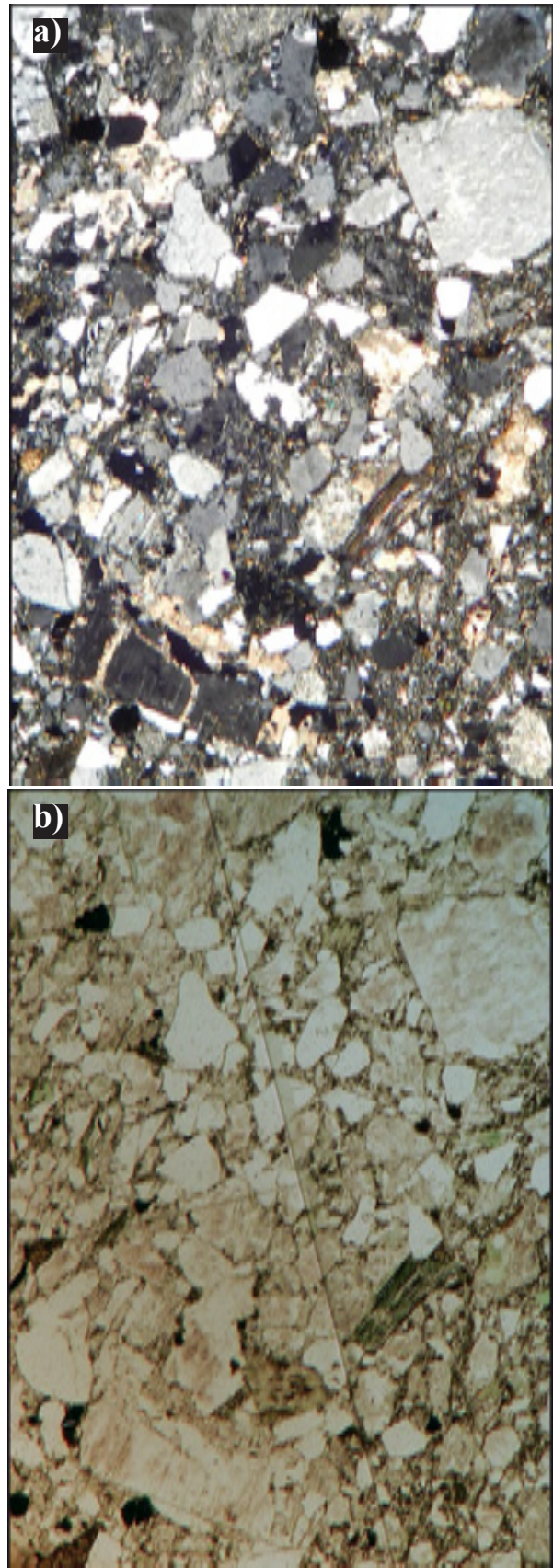


Figura F.4.7 - Corte petrográfico de la muestra Jcc/81-106, a: Luz polarizada b: Luz normal. La escala en las imágenes equivale a 2.5mm.

Jcc/81 - 462

Meta-arcosa

Roca sedimentaria clastosuporte compuesta por clastos tamaño arena fina a grava (0.06 a 10 mm) predominando la población de granos de arena media. Se observan clastos redondeados. Estos están compuestos, en orden de abundancia, por granitoides, feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, gneis, chert, y de forma accesoria epidoto, opacos y micas cloritizadas. Los contactos entre los granos muestran ser irregulares a concavo-convexos, con deformación y fracturas asociadas a los contactos. Los clastos de cuarzo pueden separar en dos poblaciones, una de ellas constituida predominante de clastos límpidos con extinción ondulosa suave y una población de clastos formados por cuarzo presentando deformación con estiramiento y/o presencia de subgranos, y fuerte extinción ondulosa. Es común la presencia de granos detríticos de agregados microcristalinos de cuarzo (chert).

Los feldespatos potásicos presentan perititas, macla simple y de periclina así como una intensa facturación. Las plagioclasas del tipo andesina-labradorita (Michel-Levy N=17). Suelen presentar maclas polisintéticas y un fuerte fracturamiento. En general se encuentran fuertemente saussuritizadas. Se observan algunos clastos con textura gráfica. La matriz es escasa y se compone de granos muy finos (tamaño limo) del mismo material. El epidoto se concentra en la matriz.

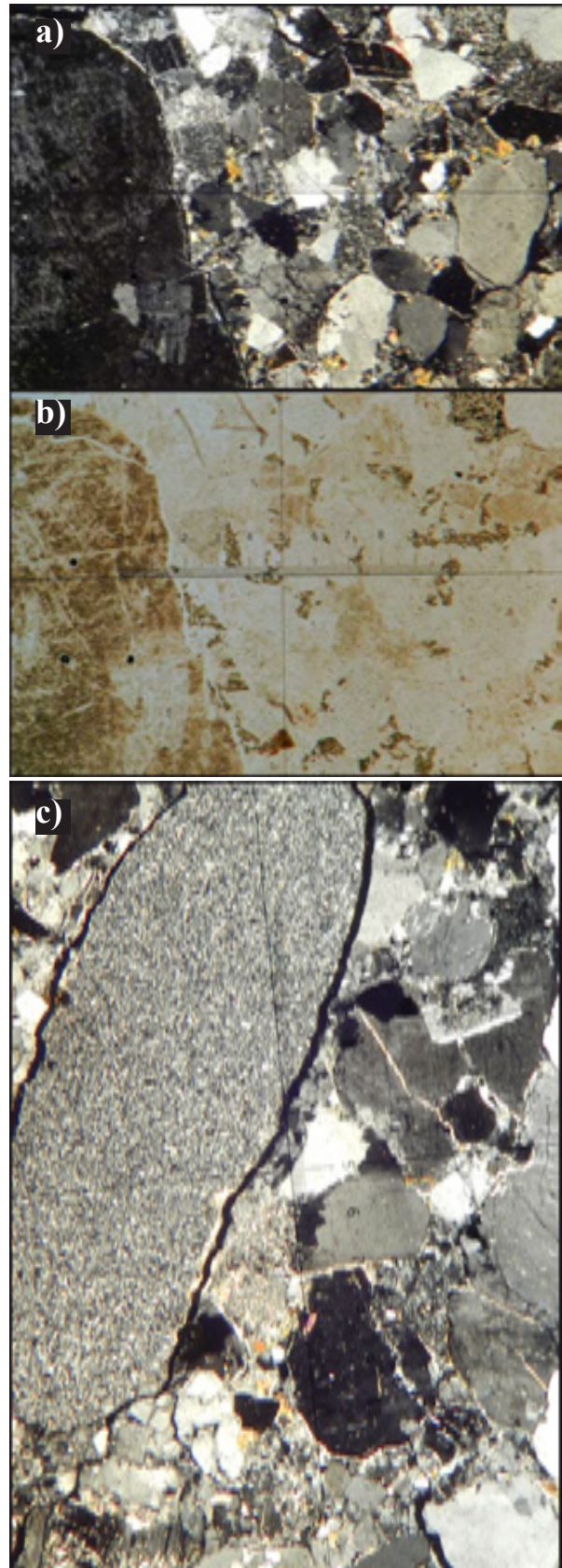


Figura F.4.8 - Corte petrográfico de la muestra Jcc/81-462, a: Luz polarizada b: Luz normal, c: clasto de chert. La escala en las imágenes equivale a 2.5mm.

Jcc/81 - 463

Meta-arcosa

Roca clástica clastosuporte de tamaño de grano fracción arena. Los clastos se componen en orden de abundancia por feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, granitoides y chert. De forma accesoria aparecen micas cloritizadas, opacos, apatito, esfeno, epidoto y anfíbol. Es común la presencia de fracturación en los clastos. El cuarzo se encuentra límpido a fuertemente deformado, con presencia de subgranos y estiramiento. Los feldespatos potásicos presentan macla simple, perfitas e inclusiones de cuarzo. Las plagioclasas son del tipo andesina-labradorita, presentan macla polisintética y saussuritización. Se reconocen efectos de deformación y fracturamiento en contacto entre granos. Se observa también granos con textura gráfica y micas cloritizadas. Aparecen niveles ricos en micas, opacos y óxidos de hierro. El epidoto se presenta en asociación con las micas y cloritas. El contacto entre los granos es comúnmente de tipo concavo-convexo a suturados. La matriz es escasa constituida por una masa microgranular de la misma composición que el esqueleto, en ocasiones con fuerte oxidación y cloritizada.

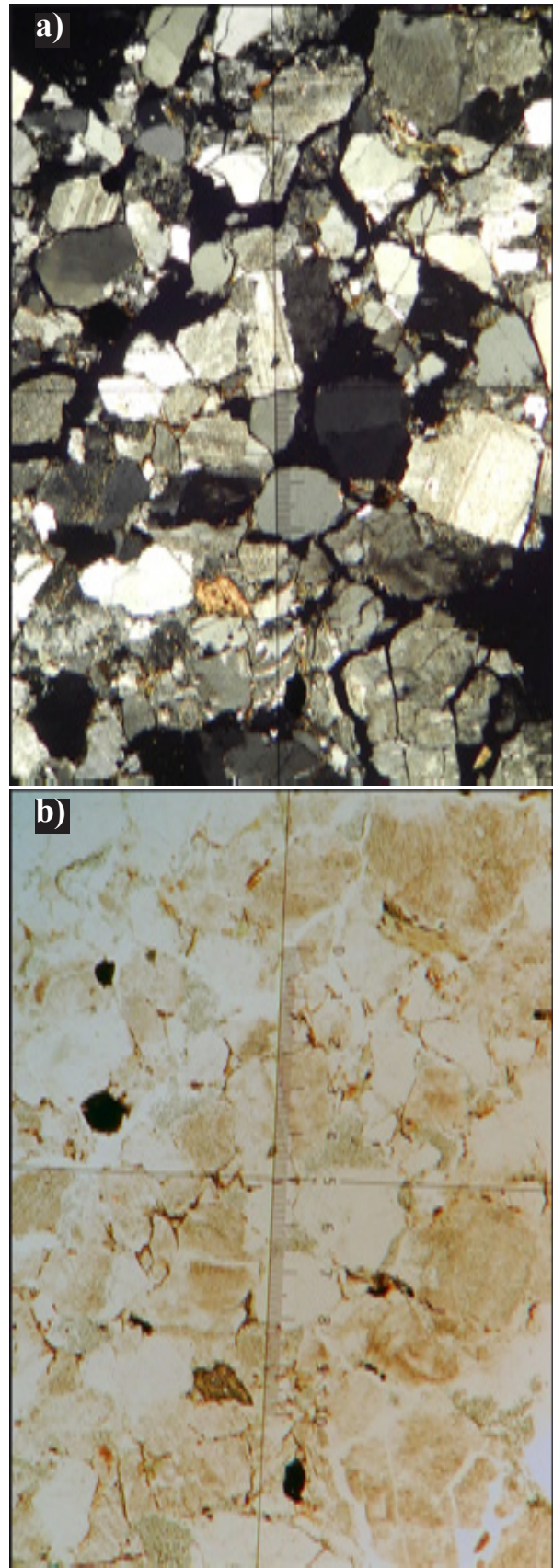


Figura F.4.9 - Corte petrográfico de la muestra Jcc/81-463, a: Luz polarizada b: Luz normal. La escala en las imágenes equivale a 2.5mm.

Jcc/81 - 464

Meta-arcosa

Roca clástica clastosuporte con tamaño de grano fracción arena. Los clastos se componen en orden de abundancia por cuarzo, plagioclasa feldespato potásico, granitoides y chert. De forma accesoria se observan micas cloritizadas, opacos, apatito, esfeno, epidoto y sericita. Fracturación afecta normalmente a todos los clastos.

El cuarzo se observa límpido a fuertemente deformado, con presencia de subgranos y estiramiento. Los feldespatos presentan macla simple y constantes pertitas e inclusiones de cuarzo. Las plagioclasas son del tipo Andesina-Labradorita (Michel-Levy N=15), presentan macla polisintética. Leve saussuritización es común en los mismos. Las micas están cloritizadas y sericitizadas mantienen niveles ricos en opacos y óxidos de hierro y esfenos y presentan deformación al contacto con los granos.

El contacto entre los granos es del tipo concavo-convexo a suturado con el cuarzo. La matriz es escasa, componiéndose de una masa microgranular de los mismos materiales, en ocasiones fuertemente oxidada y cloritizada. Se aprecia una leve laminación debida a variaciones en la concentración de los máficos.

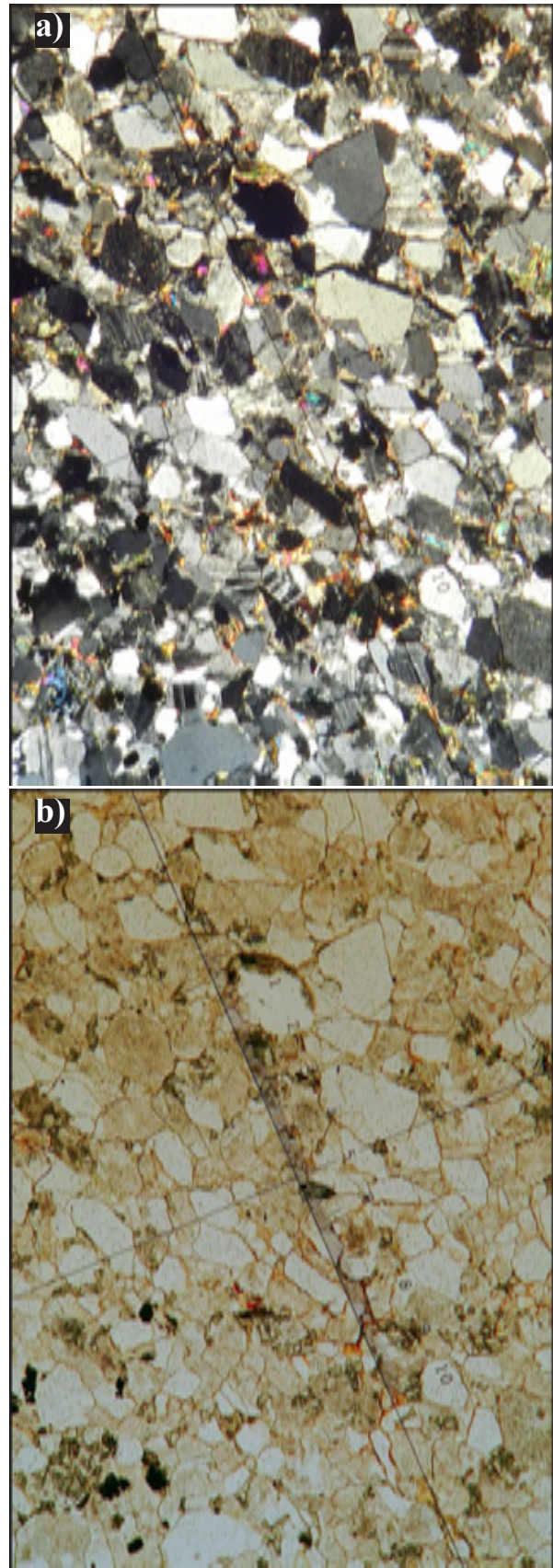


Figura F.4.10 - Corte petrográfico de la muestra Jcc/81-464, a: Luz polarizada b: Luz normal. La escala en las imágenes equivale a 2.5mm.

Jcc/81 -465

Meta-arcosa

Roca clástica clastosoposte inequigranular con tamaño de grano arena fina a guijarros (0.06 a 20mm)

Los clastos irregulares y poco redondeados se componen en orden de abundancia por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, granitoides y chert. de forma accesorio se observan micas cloritizadas, opacos. La facturación afecta normalmente a todos los clastos.

Se aprecian dos guijarros de sienita de mas de 1cm. Los mismos se componen de feldespatos potásicos peritíticos, plagioclasas, cuarzo y biotitas cloritizadas y como accesorio esfeno. Los feldespatos son comúnmente poikiliticos con inclusiones de cuarzo biotita y plagioclasa. Los cristales alcanzan tamaños que promedian los 0.5mm. Los clastos de feldespato son comúnmente peritíticos. Las plagioclasas presentan fuerte maclado polisintético comúnmente fracturadas y deformadas al contacto entre granos. Las micas están fuertemente cloritizadas y deformadas entre granos.

La matriz es escasa y fuertemente cloritizada y epidotizada. El contacto entre granos es del tipo irregular a cóncavo-convexo

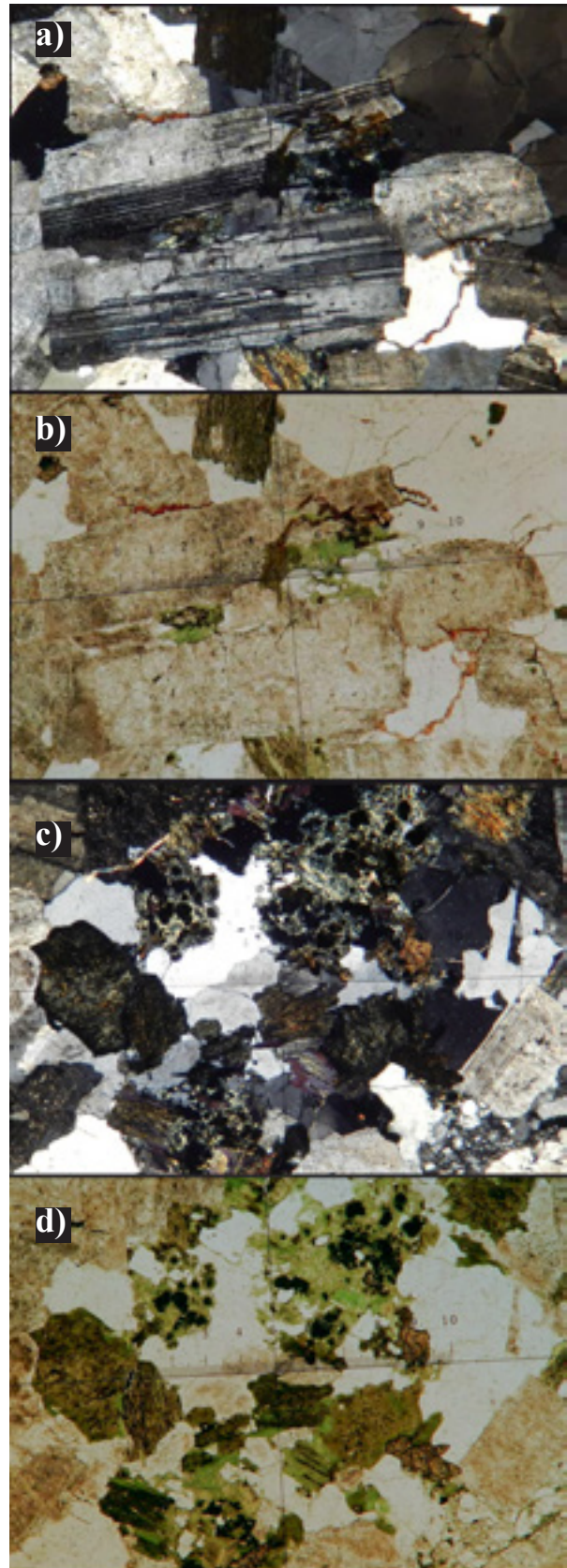


Figura F.4.11 - Corte petrográfico de clastos sieníticos de la muestra Jcc/81-466,. a: Luz polarizada b: Luz normal, a: Luz polarizada b: Luz normal. La escala en las imágenes equivale a 2.5mm.

Jcc/81 - 466

Meta-arcosa

La composición principal de los clastos es cuarzo, feldespato, plagioclasa, fragmentos líticos (fragmentos de sienita/granito), biotitas cloritizadas y esfeno. Se trata de una roca clastosoportada, clastos tamaño arena muy angulosos y frecuente fracturación de los mismos. Su matriz es escasa, y compuesta por epidoto, clorita y algunos óxidos de hierro.

Los cuarzos aparecen límpidos, con extinción ondulosa. Los feldespatos y plagioclasas presentan poca alteración, pocos se presentan subredondeados. Son comunes las plagioclasas con macla simple y polisintética combinada, comúnmente fracturadas y deformadas al contacto entre granos. Las biotitas se encuentran cloritizadas y fuertemente deformadas al contacto con los granos. No se observan carbonatos.

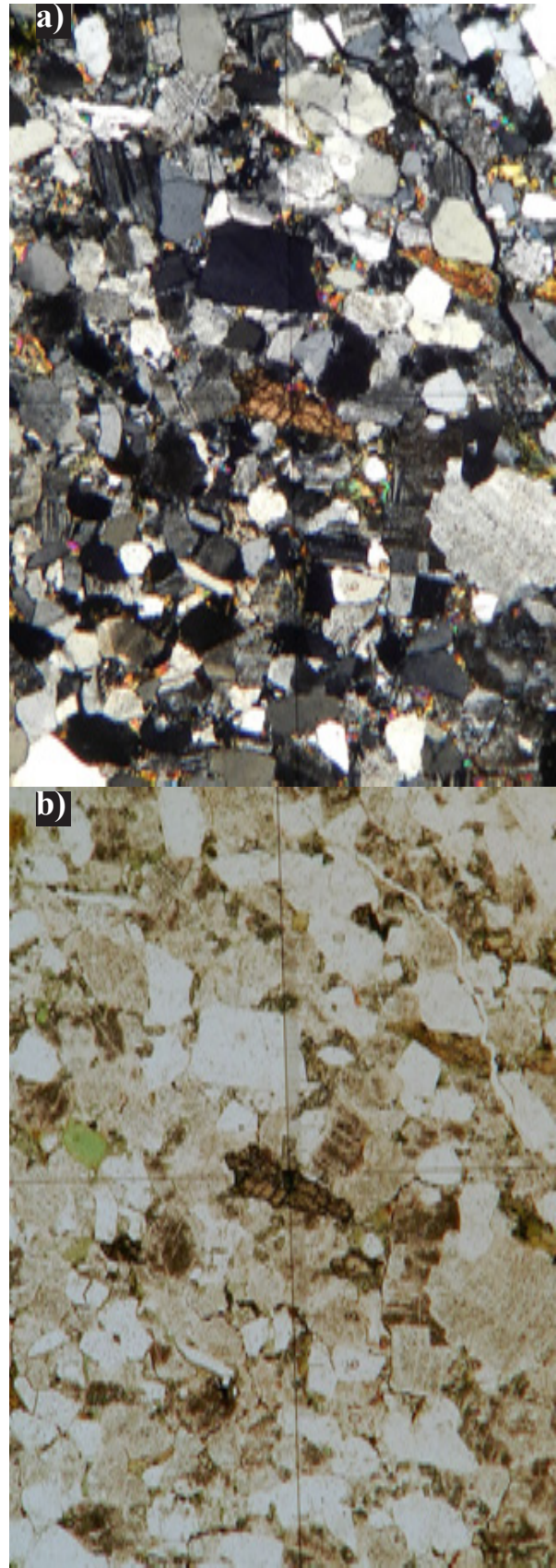


Figura F.4.12 - Corte petrográfico de la muestra Jcc/81-466, a: Luz polarizada b: Luz normal. La escala en las imágenes equivale a 2.5mm.

Jcc/81 - 470
meta-pelita

Roca clásica con granulometría limo, presentando laminación dada por granulometría, bandas con opacos y cuarzo y bandas sericíticas. La roca presenta un clivaje espaciado. La matriz fina es sericítica con algo de cuarzo, opacos calcita y epidoto.

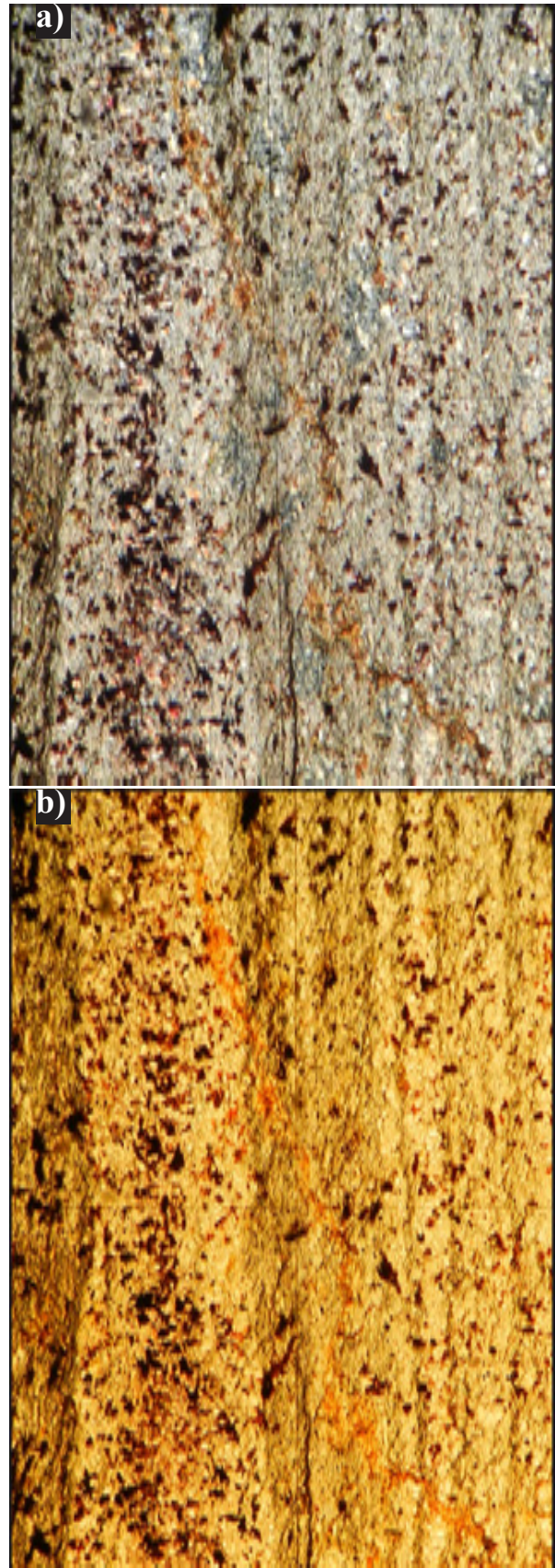


Figura F.4.13 - Corte petrográfico de la muestra Jcc/81-470, a: Luz polarizada b: Luz normal. La escala en las imágenes equivale a 2.5mm.

Jcc/81 - 471 meta-pelita

Roca clásica con granulometría pelítica, presentando laminación dada por granulometría, concentración de máficos y alineaciones de micas. La laminación es lenticular a planoparalela, espaciada, suave, y gradual, con cada lámina entre 1 y 3mm.

La composición de los clastos mayores, de tamaño limo a arena muy fina, es: cuarzo, opacos, moscovitas y turmalinas, biotita, en la matriz se observa clorita, sericita y epidoto. Las turmalinas son verde-marrones pleocroicas. Las moscovitas y micas cloritizadas dominan, siendo dispersa la presencia de biotita.

Se aprecian microfracturas con óxidos de hierro rellenando las mismas.

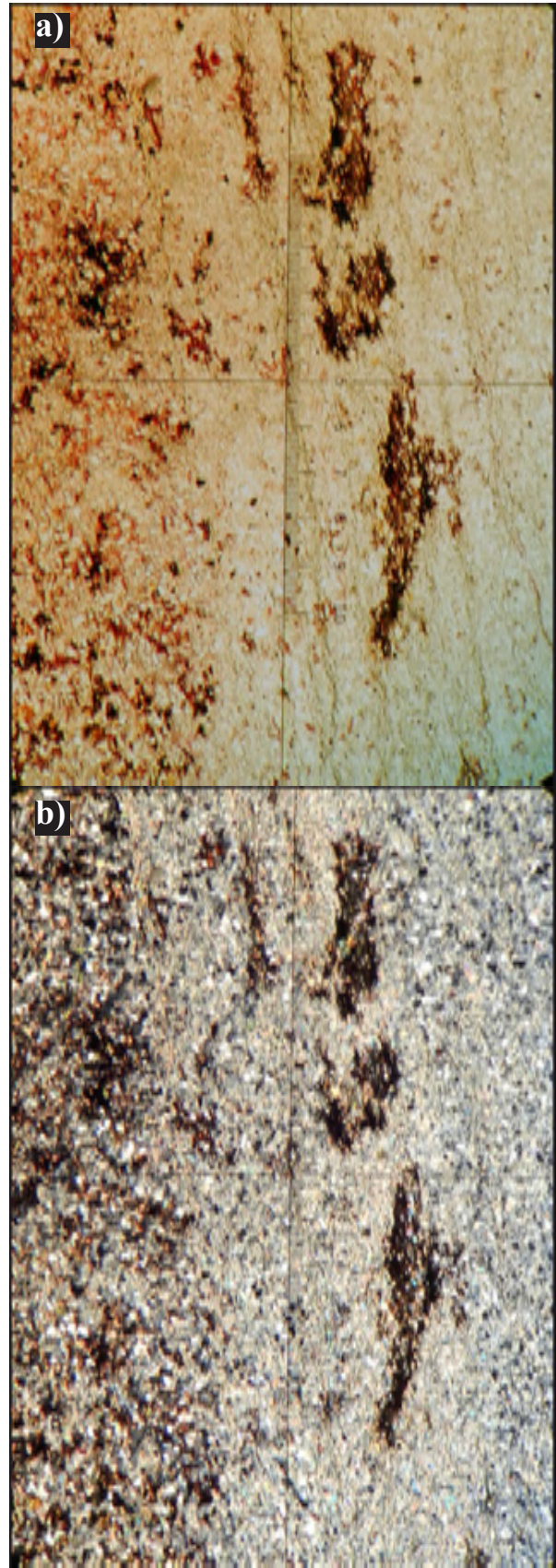


Figura F.4.14 - Corte petrográfico de la muestra Jcc/81-471, a: Luz normal b: Luz polarizada. La escala en las imágenes equivale a 2.5mm.

Jcc/81 - 472 meta-pelita

Roca clástica con granulometría pelítica, presentando laminación dada por granulometría, concentración de máficos y alineaciones de micas. La laminación es lenticular a plano-paralela, espaciada, suave, y gradual, con cada lamina entre 1 y 3mm.

La composición de los clastos mayores, de tamaño limo a arena muy fina, es: cuarzo, opacos, moscovita y turmalina, biotita, circon, apatito. En la matriz se observa clorita, sericita y epidoto.

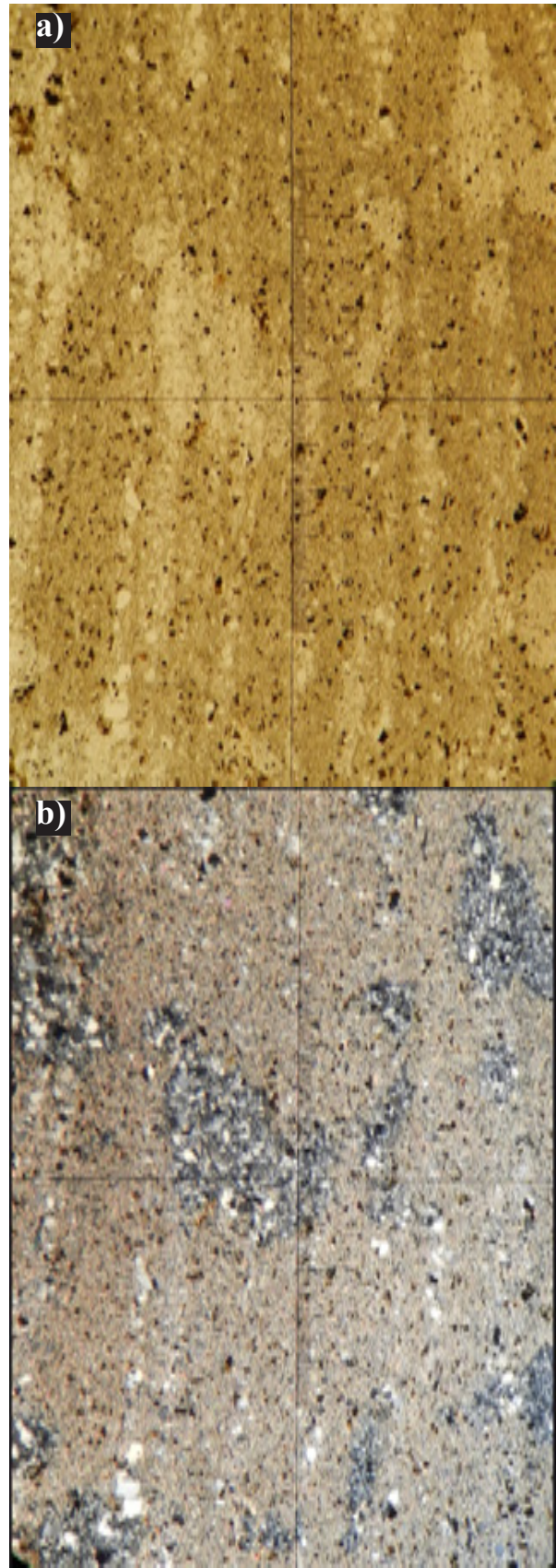


Figura F.4.15 - Corte petrográfico de la muestra Jcc/81-472, a: Luz normal b: Luz polarizada. La regla en las imágenes equivale a 2.5mm.

Jcc/81 - 473
meta-arcosa

La muestra se compone predominantemente por granos de cuarzo bien seleccionados promediando un tamaño de 0.5mm. Los granos de cuarzo presentan uniones cóncavo-convexo y uniones con tendencia triple.

La muestra se encuentra fuertemente fracturada, presentando claros indicios de cataclasis. Las fracturas se encuentran rellenas por clastos de la misma roca así como por minerales de, en orden de abundancia: sericita moscovita, epidoto. También se observan concentraciones de minerales opacos, biotita, esfeno, apatito y zircon entre los granos.

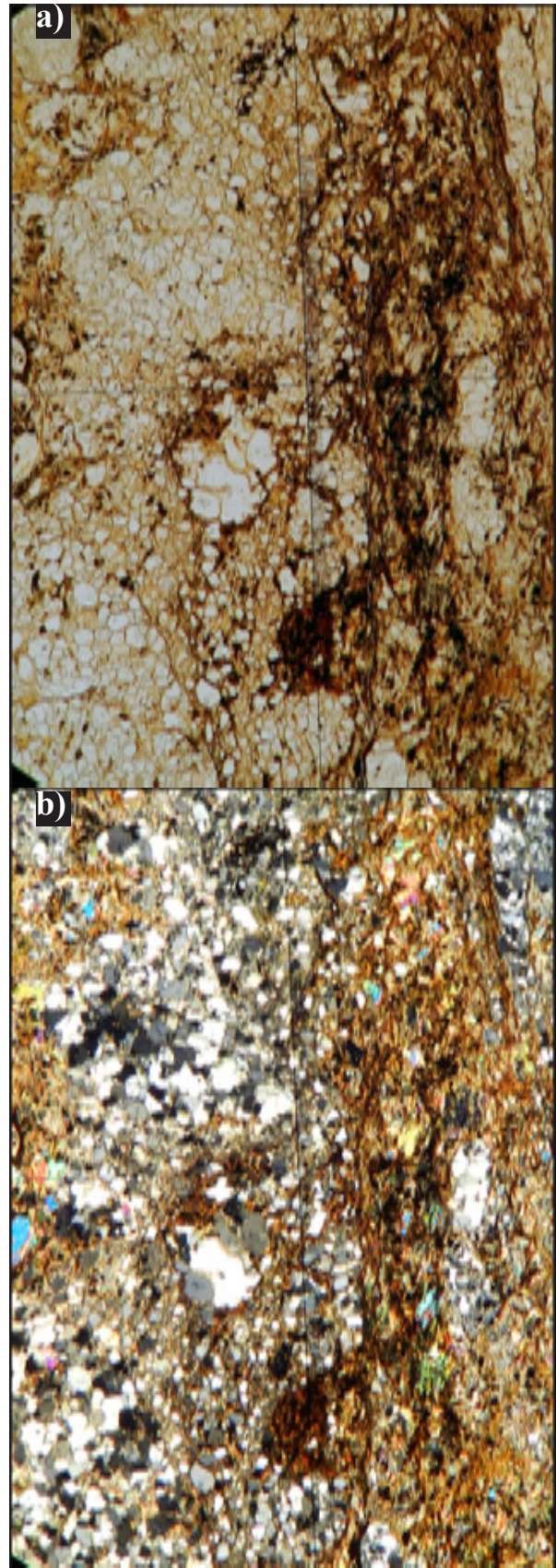


Figura F.4.16 - Corte petrográfico de la muestra Jcc/81-473, a: Luz normal b: Luz polarizada. La regla en las imágenes equivale a 2.5mm.

Jcc/81 - 485
meta-arcosa lítica

Arcosa lítica conteniendo clastos de plagioclasas, ortosa, cuarzo y fragmentos líticos. Los clastos son muy angulosos pero con buena selección granulométrica. La matriz es escasa, de fracción pelítica. se observan micas detríticas pero hay abundancia de clorita y sericita en la matriz.

Figura F.4.17 - Corte petrográfico de la muestra Jcc/81-485, a: Luz normal b: Luz polarizada. c: luz normal, variación del tamaño de grano con la estratificación determinando la S_0 . La regla en las imágenes equivale a 2.5mm.



F.5 Miembro calcáreo

diamictita oligomíctica clastosoportada de bloques calcáreos y matriz arenosa

Previamente esta unidad había sido reconocida, separada y mapeada por Midot (1984) solo al Norte de la formación (hoja Pirarajá), e interpretada por este y otros autores como la base de la formación (Gaucher 2000, Fambrini et al. 2005).

Tras el exhaustivo mapeo del presente trabajo se ha podido determinar que esta unidad calcárea, no se encuentra en la base, sino que es un nivel guía de cerca de 200m de espesor, dentro de la Formación Barriga Negra, entre el Miembro Inferior y el Miembro Feo.

Sus afloramientos en la región son amplios y distintivos. Sin embargo en la región mapeada son restringidos y no presentan estratificación o contactos observables con las demás unidades. Al norte, en la región previamente identificada por Midot, se observa estratificación plana tabular.

Litológicamente es una diamictita (un conglomerado inequigranular) clasto-soportado, con distribución caótica de los fragmentos, presentando desde clastos de

tamaño guijarro [pebble] a clastos de tamaño bloque, con hasta mas de 70cm y matriz arenosa (Bogs (2009), Elswick & Johnson (2010), Blikra & Nemec (1998); Lamar (1992); Ramirez (1998), Eyles et al. (1983)).

La composición de los clastos es predominantemente calcárea, aunque se observan algunos clastos de cuarzo, esquistos, milonitas, granito y sienita. Asimismo se diferencian 3 tipos de clastos calcáreos (como ya observara Gaucher, 2000): grises, amarillos y rosa, siendo común el bandeado y la presencia de venas de cuarzo y chert, así como fallas y pliegues de estos.

La matriz es arenosa, rica en cemento calcáreo y de color bordó pálido (*moderate red* 5R 4/6).

Una sección estratigráfica de esta unidad se observa en, la porción inferior de estratotipo elaborado por Gaucher (2000) para la Formación Barriga Negra (figura F.1.5).



Figura F.5.1 - a: Afloramiento típico del miembro calcáreo en la región sur de la Formación Barriga Negra (punto 212). b, c, d y e : Clastos de mármoles impuros y rocas calco-silicatadas. d: clasto plegado. e: diamictita clastosoportada, obsérvese la matriz arenosa rojiza.

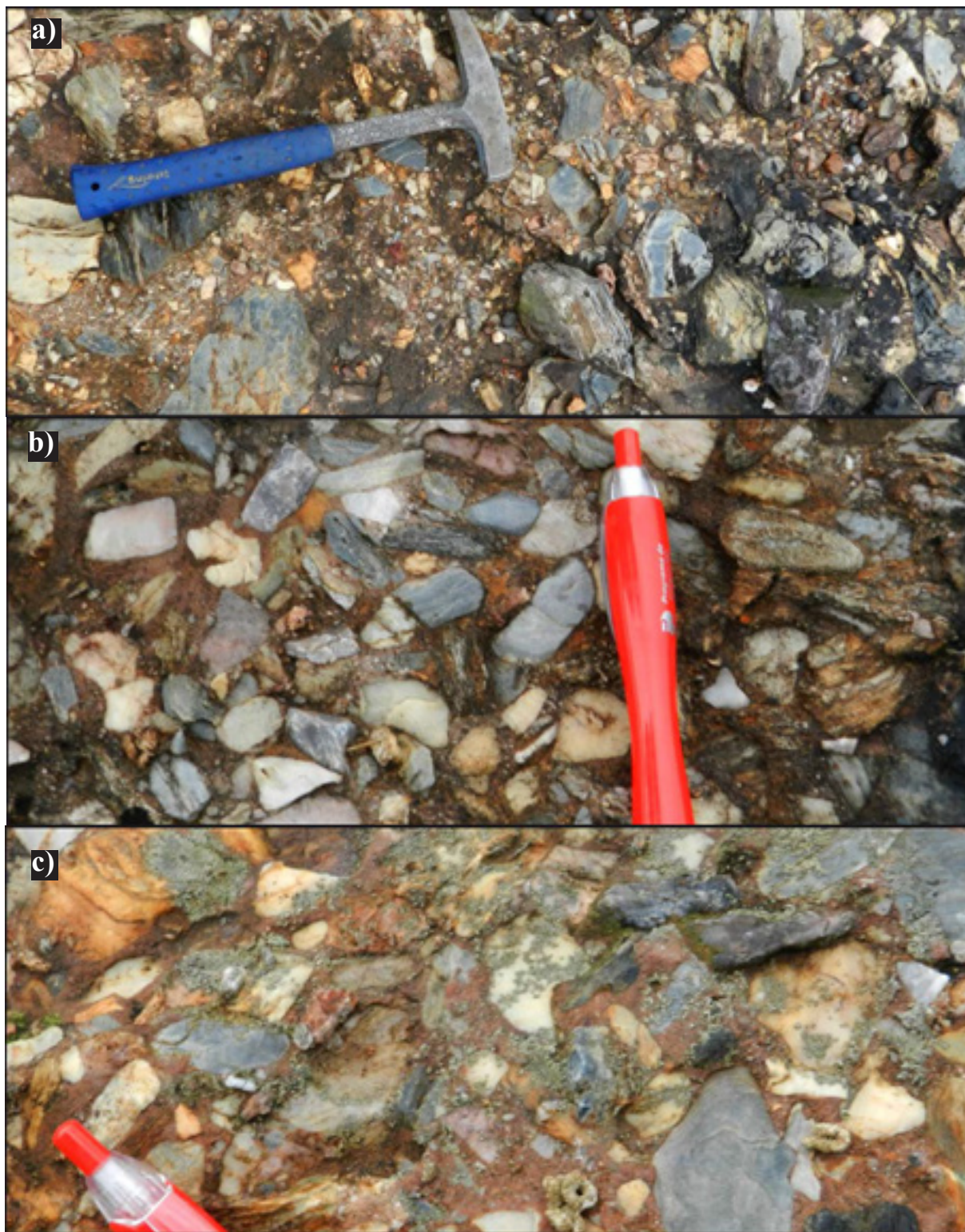


Figura F.5.1 - Clastos fracción granulo y guijarro de mármoles impuros y rocas calco-silicatadas.

CP - 54

Conglomerado Calcáreo

Conglomerado calcáreo, mostrando la relación entre clastos calcáreos y cuarcitas con la matriz calcárea. Se observan distintos clastos calcáreos con distintos tamaños cristalinos, algunos recrystalizados otros presentando deformación y estiramiento. En las rocas carbonáticas, desde un punto de vista microtectónico, prevalece la recrystalización y el maclado de la calcita a las evidencias de deformación por plasticidad cristalina. El cuarzo no se deforma si está rodeado por carbonatos (Passchier & Trouw, 2005); sin embargo el clasto de cuarzo muestra recrystalización y dislocación *creep* (subgranos) lo cual sugiere que provenía de una roca metamórfica con deformación dúctil.

Figura F.4.11 - Corte petrográfico de la muestra , a: Luz normal b: Luz polarizada, c: Luz polarizada. La escala en las imágenes equivale a 2.5mm.



F.6. Miembro Feo*

conglomerados petromicticos de bloques clastosoportados y matriz arenosa

Esta unidad aflora al noreste del área de estudio y esta caracterizada por un relieve mas fuerte.

Litológicamente se trata de una conglomerado clasto-soportado, con distribución caótica de los fragmentos, presentando desde clastos de tamaño guijarro [pebble] a clastos de tamaño bloque, con hasta un metro de diametro.

Se observa estratificación tabular masiva, decimétrica a métrica, con direccion preferencial N 22 E.

Los conglomerados más finos, compuestos de guijarros, tienden a ser más redondeados, con menor matriz y su geometría masiva o estratificada y lenticular (Fambrini et al., 2005)

Predominan patrones granodecrecientes, aunque se observa granocrecientes, de acuerdo a lo ya observado por Gaucher (2000) y Fambrini et al. (2005).

La composición de sus clastos es en orden de abundancia: granito, gneis, milonitas, cuarcitas, esquistos, calcáreos.

Su matriz es arenosa gris a bordó y los intersticios intergranulares son ocupados por cemento silíceo.

Frecuentemente se intercalan niveles arenosos centimétricos a decimétricos con arenitas medias a gruesas y clastos dispersos, macizos o estratificados (Fambrini et al. 2005).

* Según el Código Estratigráfico Internacional y el Código Estratigráfico Norte Americano, la parte genérica del nombre geográfico como río, arroyo cerro, pueblo, etc. debe omitirse en el nombre geológico de una unidad.



Figura F.6.1 - Afloramientos del miembro Feo. a: (punto 182) conglomerado de bloques. b: (punto 30) conglomerado en el Cerro Feo. c: (punto 271) Afloramiento de conglomerado en el Cerro Feo.

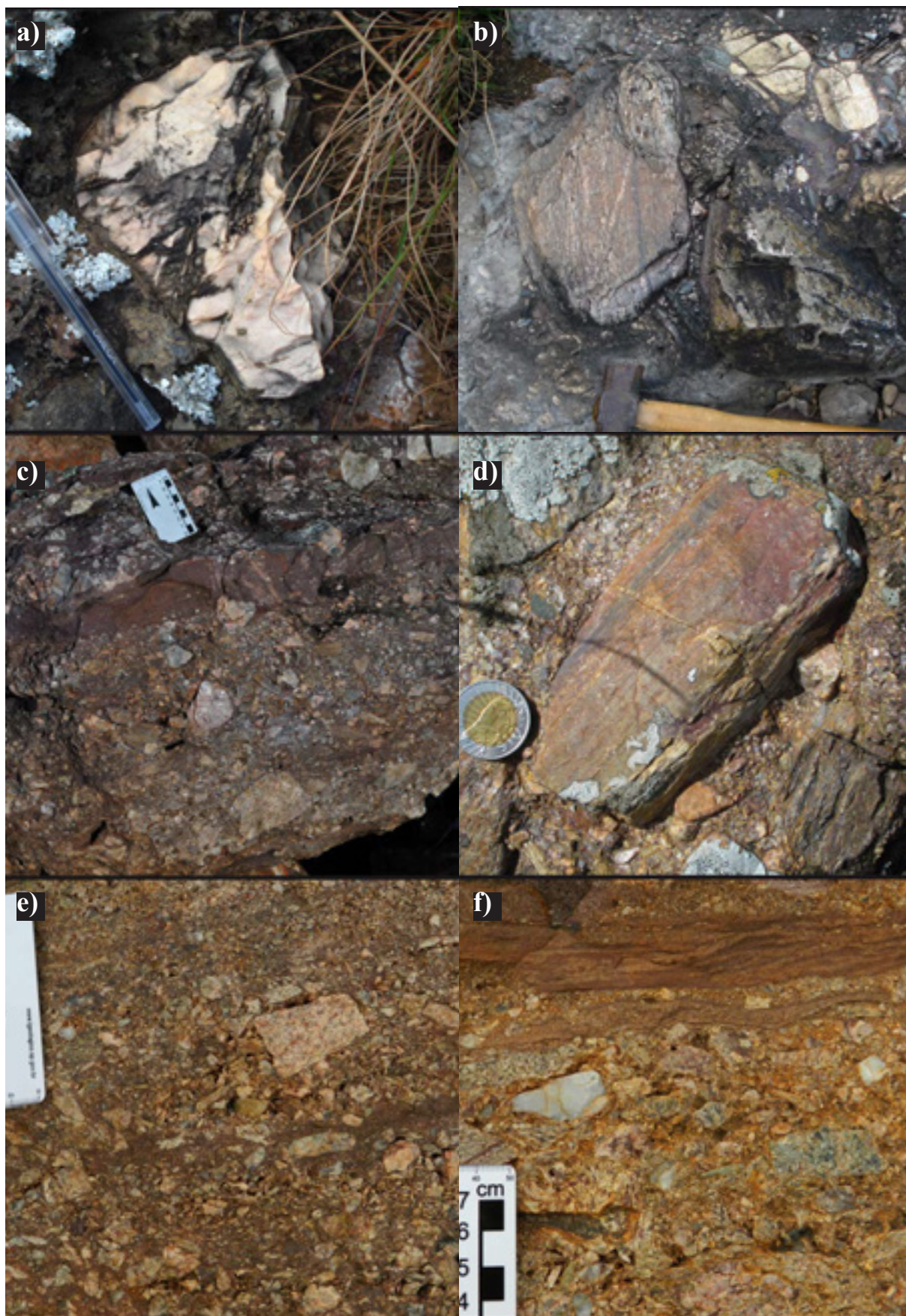


Figura F.6.2 - a: Bloque de caliza , b: bloques de gneises y milonitas. c: estrato de arena entre capas de conglomerado. d: bloque de milonita, e: clastos graníticos angulosos y de baja esfericidad. f: conglomerado con clastos graníticos, gnéissicos y cuarzosos y niveles arenosos.



Figura F.6.3 - a: detalle de la matriz del conglomerado con guijarros de mármol, gneises y granitoides, b: detalle de la matriz del conglomerado con clastos fracción gránulo. c: Conglomerado compuesto predominantemente por clastos de granitoides y gneises.

F.7. Unidad Vidal*

Arenitas arcósicas y lutitas

En esta unidad se agrupan los niveles de arcosas y lutitas que ocurren en la Formación Barriga Negra. Estos niveles son separados, con fines descriptivos y por su utilidad estratigráfica, como niveles guía, y su potencial paleontológico - ya que solo esta unidad permitiría la preservación adecuada de macro y microfósiles -. Debe considerarse como una unidad informal dentro de Barriga Negra.

Se identificaron 8 niveles dentro de la Formación Barriga Negra, de los cuales cuatro se encuentran intercalados con el miembro clástico inferior y cuatro en el Miembro Feo. Solo los últimos cuatro fueron mapeados. De estos, destacamos al nivel que ocurre en las proximidades de la estancia Vidal por su potencia de más de 400m y por ser el tope de la Formación Barriga negra.

Litológicamente se trata de paquetes arcósicos finos a medios y pelitas de espesores métricos a decimétricos, de coloraciones comúnmente bordó (*dusky red* 5R 3/4) aunque también se presentan grisáceas y verdosas (*moderate yellowish green* 10GY 6/4). Comúnmente se encuentran intercaladas con niveles milimétricos de arena gruesa y ni-

veles de conglomerado de gránulos y cantos dispersos. Niveles de arenitas micáceas son también comunes, como notaran Preciozzi y Fay (1990, p. 7).

Faciológicamente la estratificación plano paralela es dominante, los niveles incluidos en la proximidad a la Estancia Vidal comúnmente presentan ondulitas, donde también se observan grietas de contracción (desecación) [Como ya fue observado por Walther (1919), Frago-Cesar et al. (1987, p. 800, 801) y Díaz et al. (1990) entre otros] además se observaron por primera vez marcas de gotas de lluvia.

Localmente, dentro del miembro clástico inferior y miembro Feo se observan intraclastos decimétricos y/o deformaciones tipo *slumps* o *pliegues atectónicos*, conforme lo observado por Fambrini et al. (2005), Preciozzi y Fay (1990, p. 7) y Frago-Cesar et al. (1987, p. 800, 801).

Estructuralmente en este miembro ocurren los niveles con mejor desarrollo y/o preservación de la estratificación original. Suelen presentar buzamientos de 7° a 20° hacia el oeste.

* Según el Código Estratigráfico Internacional y el Código Estratigráfico Norte Americano, la parte genérica del nombre geográfico como río, arroyo, cerro, pueblo, etc. debe omitirse en el nombre geológico de una unidad.



Figura F.7.1 - a: Afloramiento de niveles de arenitas y pelitas bordó con estratificación plano paralela, con actitud N140°E 28°NE (punto 177), b: pelitas bordó, en las cercanías de la Estancia Vidal, con actitud N145°E 7°NE (punto 24), c: niveles de arenitas y pelitas bordó con estratificación plano paralela (punto 177). d: nivel de pelitas verdes con estratificación plano paralela, Rumbo NS y buzamiento 20°NE (punto 29).

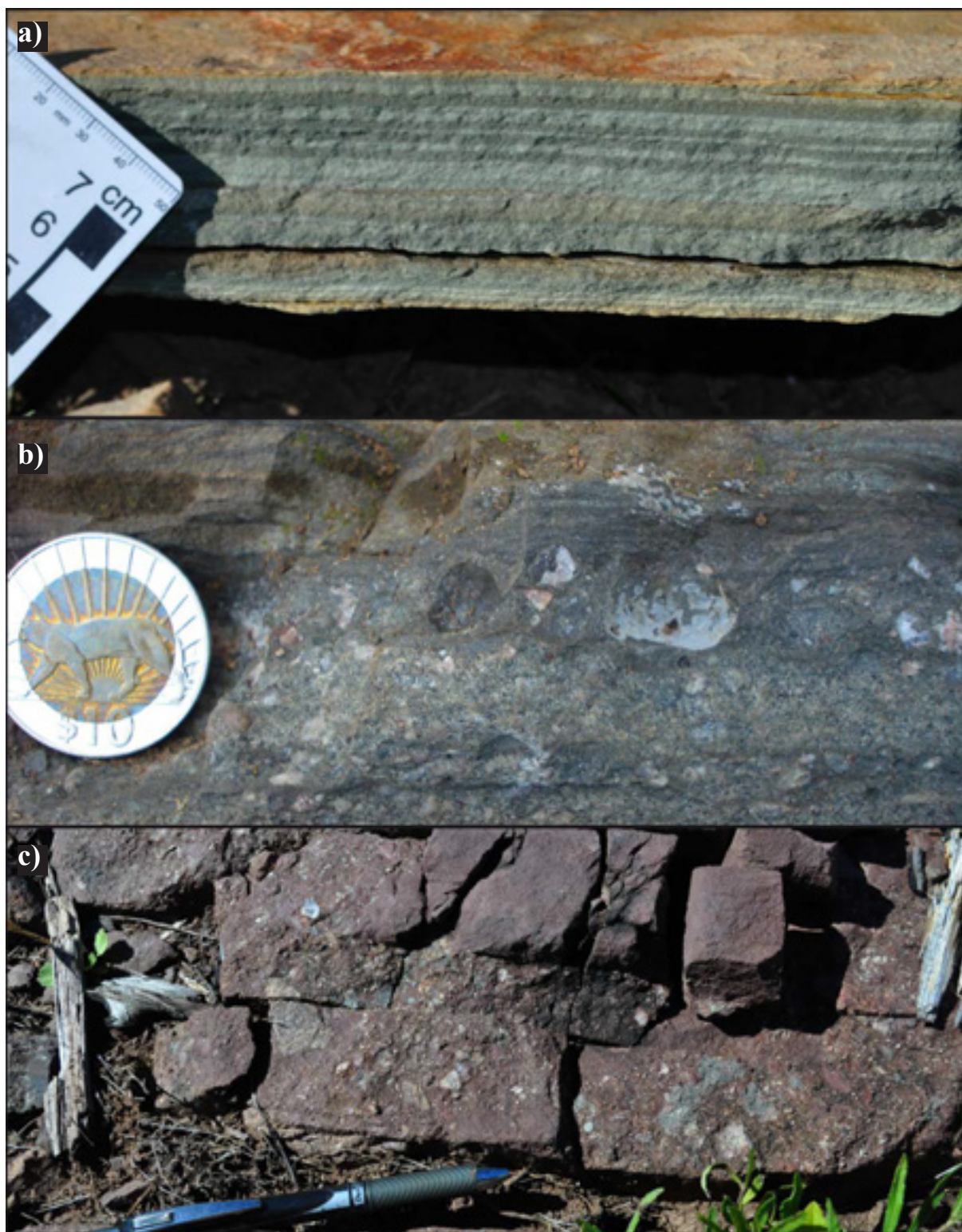


Figura F.7.2 - a: Laminación en las pelitas verdes próximas a la Estancia Vidal (Punto 24), b: estratificación y niveles de arena gruesa y gravilla en pelitas. c: niveles gravillosos en arenitas.

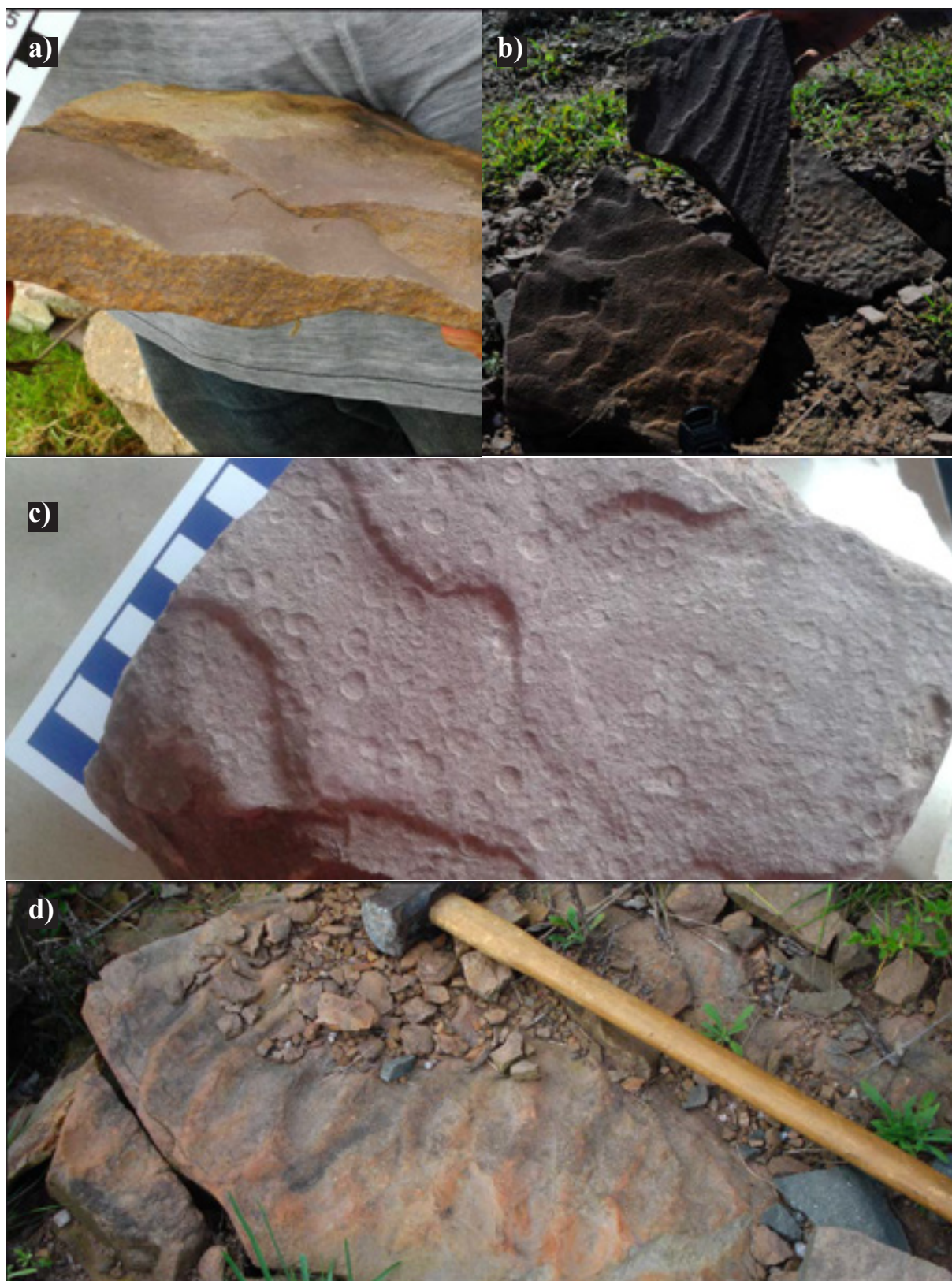


Figura F.7.3 - Estructuras sedimentarias en arenitas. a: ondulitas (punto 24), b: ondulitas de cresta recta, sinuosa y linguoide (punto 24), c: marcas de gotas de lluvia (punto 24), d: ondulitas simétricas (punto 178).

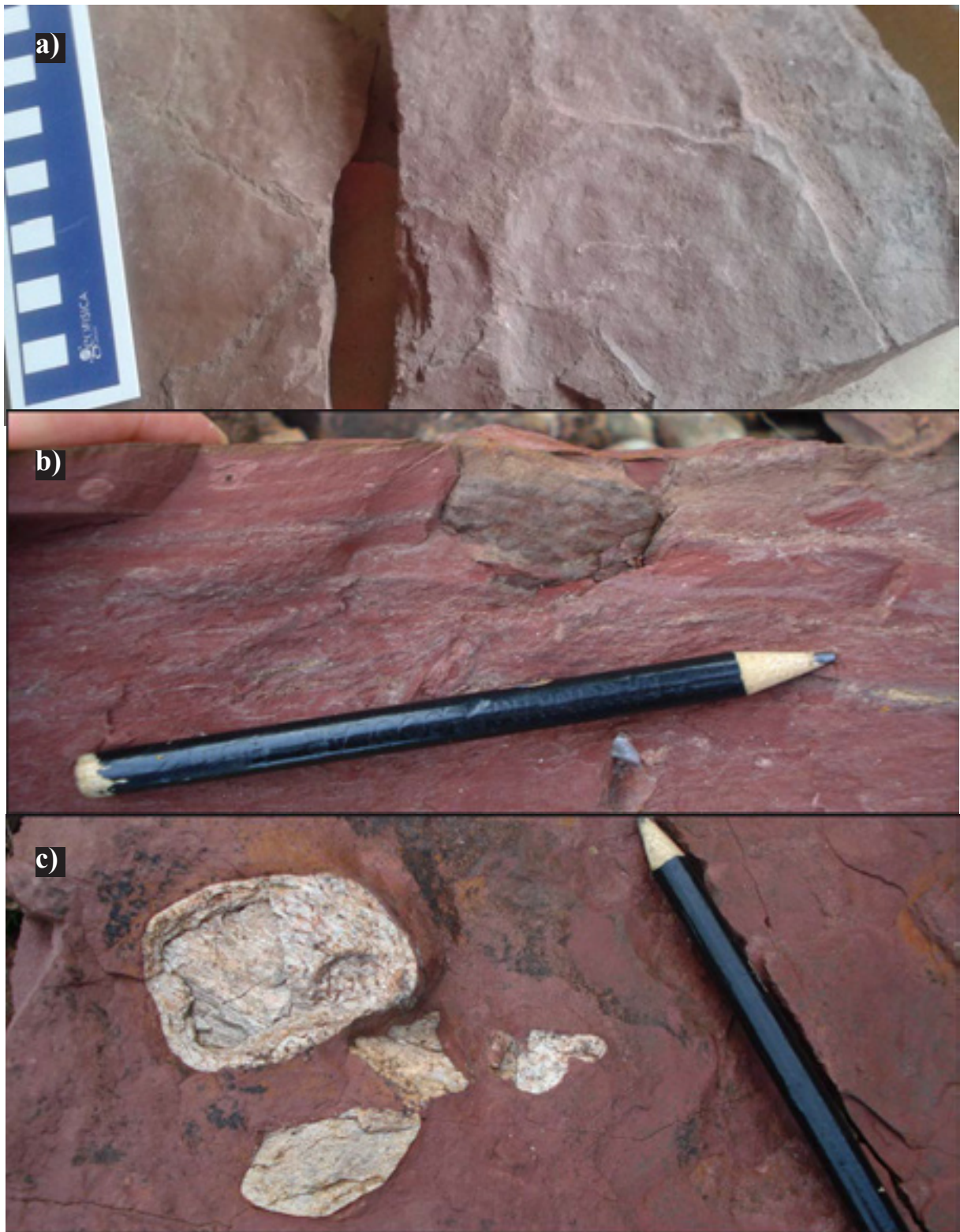


Figura F.7.4 - Estructuras sedimentarias en arenitas. a: grietas de desecación (punto 24), b: clasto fracción guijarro en matriz pelítica estratificada (punto 178), c: clastos gnéissicos en niveles pelíticos (punto 178).

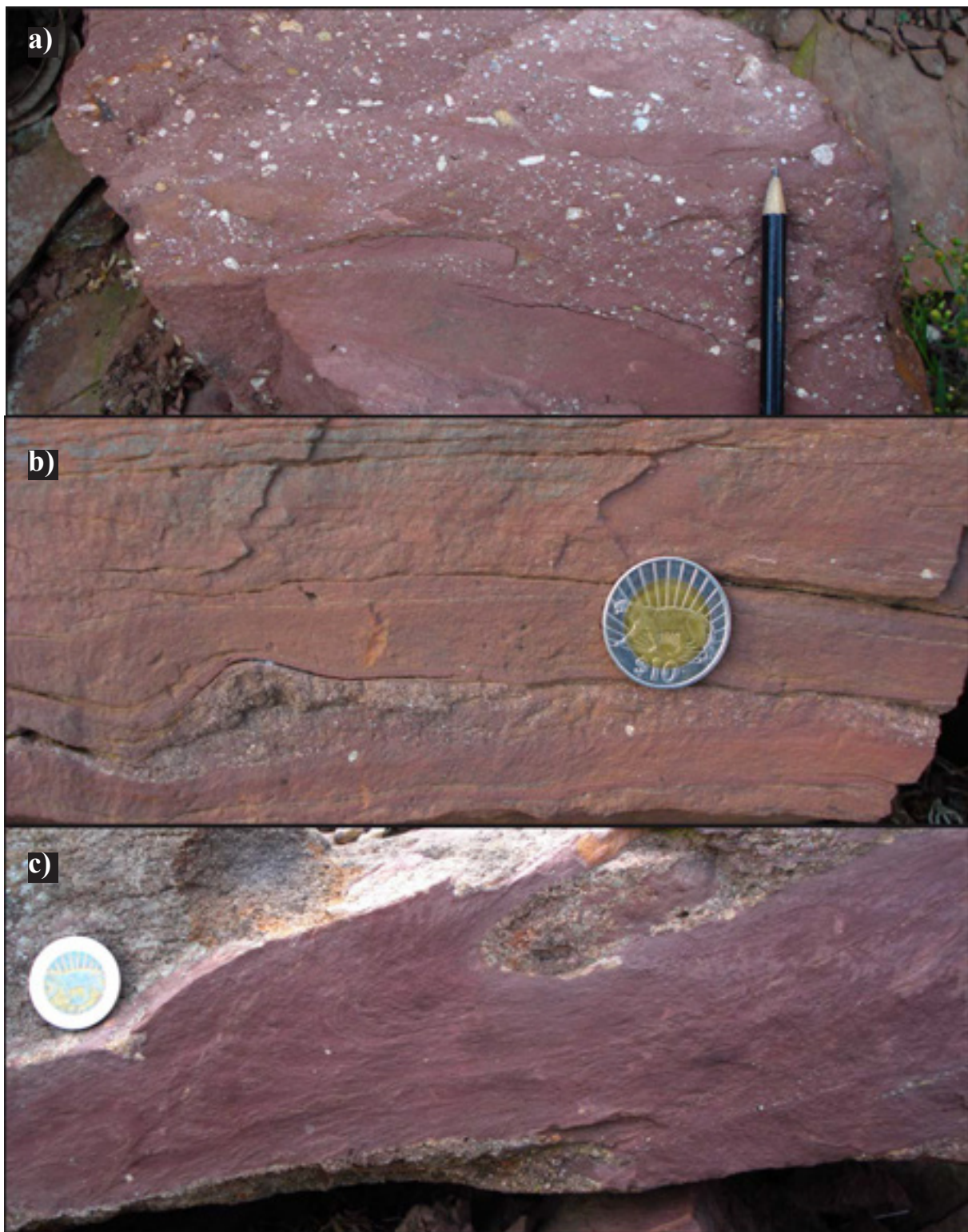


Figura F.7.4 - Estructuras sedimentarias en arenitas. a, b, c: estructuras de deformación por licuefacción, deformación de los estratos ante la presencia de un flujo de detritos (punto 178).

F.8 Análisis Estructural de la Formación Barriga Negra

F.8.1 Buzamiento de la Formación

Hasta ahora todos los autores se han limitado a indicar el bajo buzamiento al Este de las capas (NS 20°E) en la formación Barriga Negra. De todos el autor que brinda mayor información estructural es McMillan (1931), del cual recogemos en la figura F.8.1.a su información.

Tras un análisis estadístico se observa que McMillan (1931) determinó una actitud promedio 355°/09° para las pelitas rojas (unidad Vidal) 343°/28° para las arcosas (Miembro Clástico Inferior) y 198°/14° para las rocas volcánicas por el identificadas. Figura F.8.1.b y tabla F.8.1.

El relevamiento realizado en este trabajo, con cerca de 70 observaciones realizadas -ver gráfica F.8.2.a - permitió corroborar las observaciones de McMillan (1931), al tiempo que ofrece nuevas informaciones; tales como que el buzamiento de la unidad pasa de casi horizontal - en la estancia de Vidal - y aumenta hacia el Sur y Oeste alcanzando los 50°; manteniendo un rumbo promedio N-S.

Análisis estadísticos permiten notar que los paquetes de pelitas y areniscas (unidad Vidal) tiene una actitud media 338°/22° el Miembro Feo 328°/21° y el Miembro Inferior 345°/37°. (figura F.8.2.b y tabla 5.3.2) no obteniéndose datos estructurales para el Miembro Calcáreo en la región estudiada.

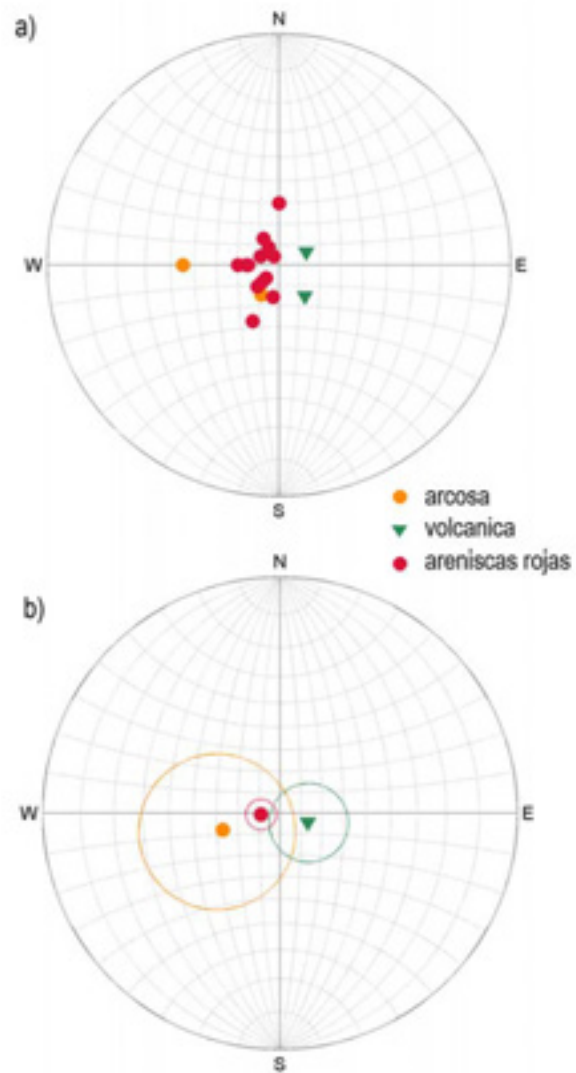


Figura F.8.1 - a) Datos estructurales descriptos por McMillan (1931), para las rocas hoy pertenecientes a la Formación Barriga Negra. b) Media e intervalo de error alfa 95 para los datos estructurales. Ver Tabla F.8.1

Roca	Rumbo	Buzamiento	α 95	ϕ 95	ϕ 63	k	Numero de muestras
Arcosa	343	28	34	47	27	8	2
Volcanica	198	14	18	26	15	28	2
Areniscas rojas	355	9	7	26	15	28	13

Tabla F.8.1 - Actitud media y parámetros estadísticos de los datos recopilados por McMillan (1931).

F.8.2 - Deformación

Se hace notar, como ya fue mencionado, que el Miembro Inferior se encuentra suavemente plegado hacia el E, produciendo un cambio radical en su rumbo pero manteniendo su buzamiento en hasta 50°.

Asimismo, la mitad superior del Miembro Inferior resulta mas resistente a la erosión y de un carácter *isótropo*, lo que se evidencia por su mayor expresión topográfica y presencia de disyunción esferoidal; además, se encuentra fuertemente diaclasada en direcciones preferenciales N160°, N50° y N120° todas verticales a subverticales. Esto de acuerdo con lo que ya notaran Diaz y Albanell (según Bossi & Navarro 1991)¹.

En la figura 5.3.3 se muestran las direcciones estructurales del diaclasado en este y los miembros superiores. Tanto las observaciones de campo como la información fotointerpretada permiten determinar 3 direcciones preferencivolcaales de diaclasado para los miembros conglomerádicos de Barriga Negra, N90°, N170°, N0°.

La preservación de los niveles arenosos y pelíticos bordó en toda la formación permiten establecer la continuidad estructural y reconocer la baja deformación del resto de la unidad.

F.8.3 - Contactos y estratigrafía

La unidad reposa al Noreste, de la región mapeada, en discordancia sobre el gneis de basamento, pudiendo observarse en el punto 25 donde las areniscas tienen buzamiento casi horizontal. El resto del limite con el basamento no es posible de analizar desde el punto de vista estructural debido a la presencia de la plantación forestal.

Hacia el Oeste la unidad es cortada por una falla de rumbo NS, encontrándose en discordancia angular sobre las Cuarcitas de

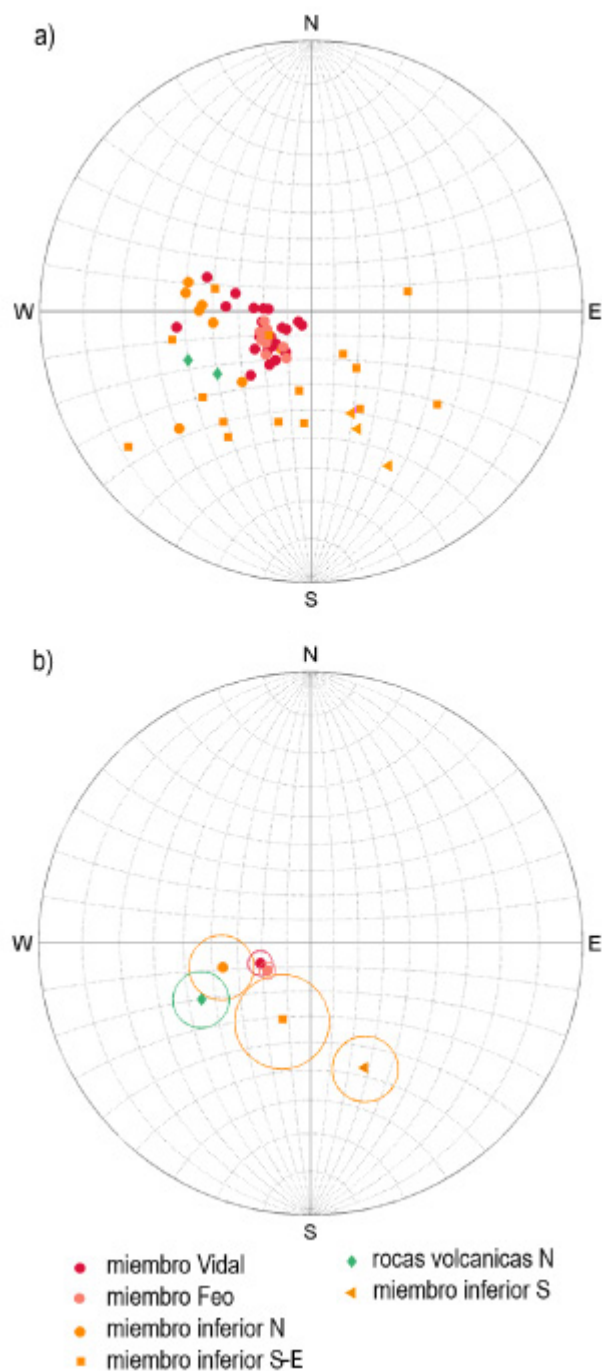


Figura F.8.2 - a) Datos estructurales obtenidos en este trabajo para los miembros inferior, Vidal, Feo y volcánicas de la formación Barriga Negra. los datos del miembro inferior y rocas volcánicas son divididos entre la zona sur y norte b) Media e intervalo de error alfa 95 para los datos estructurales, de la figura a). ver tabla 5.3.2 .

¹ “La fracturación es muy intensa, y se ha comportado como un material isótropo debido a la pronunciada silicificación (diagénesis) que lo afecta” Diaz y Albanell (1990).

Roca	Rumbo	Buzamiento	α 95	φ 95	φ 63	k	Numero de muestras
unidad Vidal	338	22	5	24.5	14	32.7	24
miembro Feo	328	21	3.4	11	6	163	10
miembro inferior al Norte	345	37	12	37	21	14	10
miembro inferior al S-E	290	33	18	63	36.5	5	15
miembro inferior al Sur	246	52	11	19	11	53	3
rocas volcánicas al Norte	332	48	10	14	8	101	2

Tabla 5.3.2 - Actitud media y parámetros estadísticos de los datos recopilados en este trabajo (ver figura F.8.2).

los Bueyes (puntos 283) y las calizas del Litodema Polanco, observándose en algunos sitios en paraconformidad estructural con estas ultimas (puntos 82 y 83) y al norte del área de estudio (Hoja Piraraja).

Hacia el Sur la formación se pliega y limita con un conjunto de fallas NS, EO, que cortan, desplazan y brechan al basamento inferior compuesto por las cuarcitas, mármoles y sienitas.

Al Sur-oeste, la presencia de brechas de falla y el final abrupto de la formación es interpretado como la presencia de otro conjunto de fallas que cortan y limitan a la formación, dejándola en discordancia tectónico sobre las rocas metamórficas de la unidad Taruman.

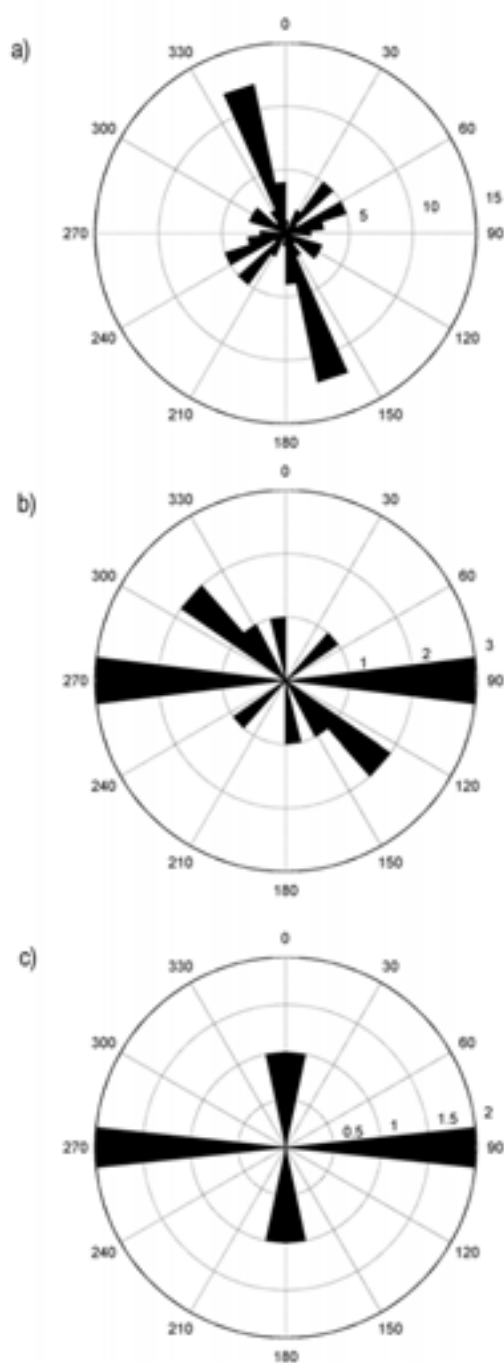
Las rocas próximas a las zonas de falla se encuentran afectadas por fenómenos de hidrotermalismo debidos probablemente a la circulación de fluidos en los planos de falla.

F.8.4 - Potencia de la unidad.

Interpretaciones previas de Gaucher (2000) y Fambrini et al (2005) indican que la unidad podría alcanzar los 1500 m de potencia.

Reconstrucciones geométricas por bloques realizadas en este trabajo, presentadas

Figura F.8.3 - Histogramas circulares con las direcciones de diaclasa observadas en el campo para; a) 42 medidas en la parte superior del miembro inferior; b) 8 medidas en el miembro Feo; c) 4 medidas en el miembro calcareo.



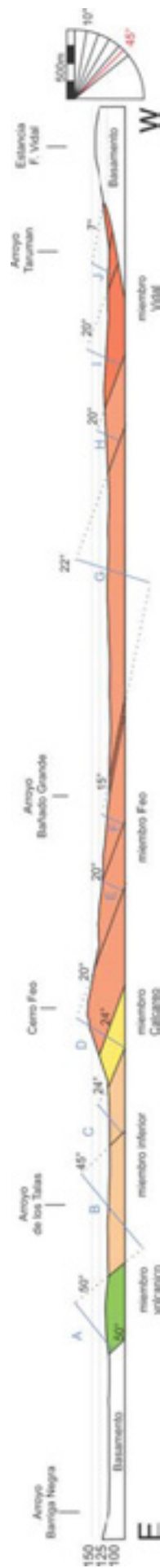


Figura F.8.4. Corte estructural a escala perpendicular a la estratificación en la formación Barriga Negra, rumbo N60°. En negro, se señalan los buzamientos observados así como los cauces, cerros, y edificaciones destacados. En Azul, se señalan las secciones medidas. En la Tabla F.8.3 se presentan las medidas de cada sección medidas perpendicular a la base y al tope de la misma.

Sección	Medida perpendicular a la base (m)	Medida perpendicular al tope (m)	Media (m)	Error 3σ (m)
A	425.3	425.3	425.3	0
B	656.5	654.3	655.4	4
C	257.4	256.3	256.8	2
D	404.6	392.6	398.6	25
E	158.1	158.1	158.1	0
F	163.6	161.4	162.5	4
G	528.9	529.9	529.4	2
H	177.7	177.7	177.7	0
I	255.2	255.2	255.2	0
J	171.2	170.1	170.6	2
Total	3198.5	3181.0	3189.7	37

Figura F.8.3. Tabla de espesores de las secciones presentadas en la figura X.

en la figura F.8.4 y Tabla F.8.3, en un corte estratigráfico EO en la región Norte, desde la estancia Vidal al arroyo Barriga Negra, considerando: La escasa o nula deformación en esta región; la variación en buzamientos registrada; y el mapeo realizado que permite reconocer que no hay repeticiones tectónicas, del perfil observado; permite establecer que la unidad alcanza al menos los 3190 ± 40 m de potencia.

Potencia para cada unidad analizada, puede establecerse en 425m para el Miembro Volcánico, 912m para el Miembro Clástico Inferior, aproximadamente 200m para el Miembro Calcáreo, 1200m para el Miembro Feo y mas de 450 m para el nivel pelítico en el tope de la formación (unidad Vidal).

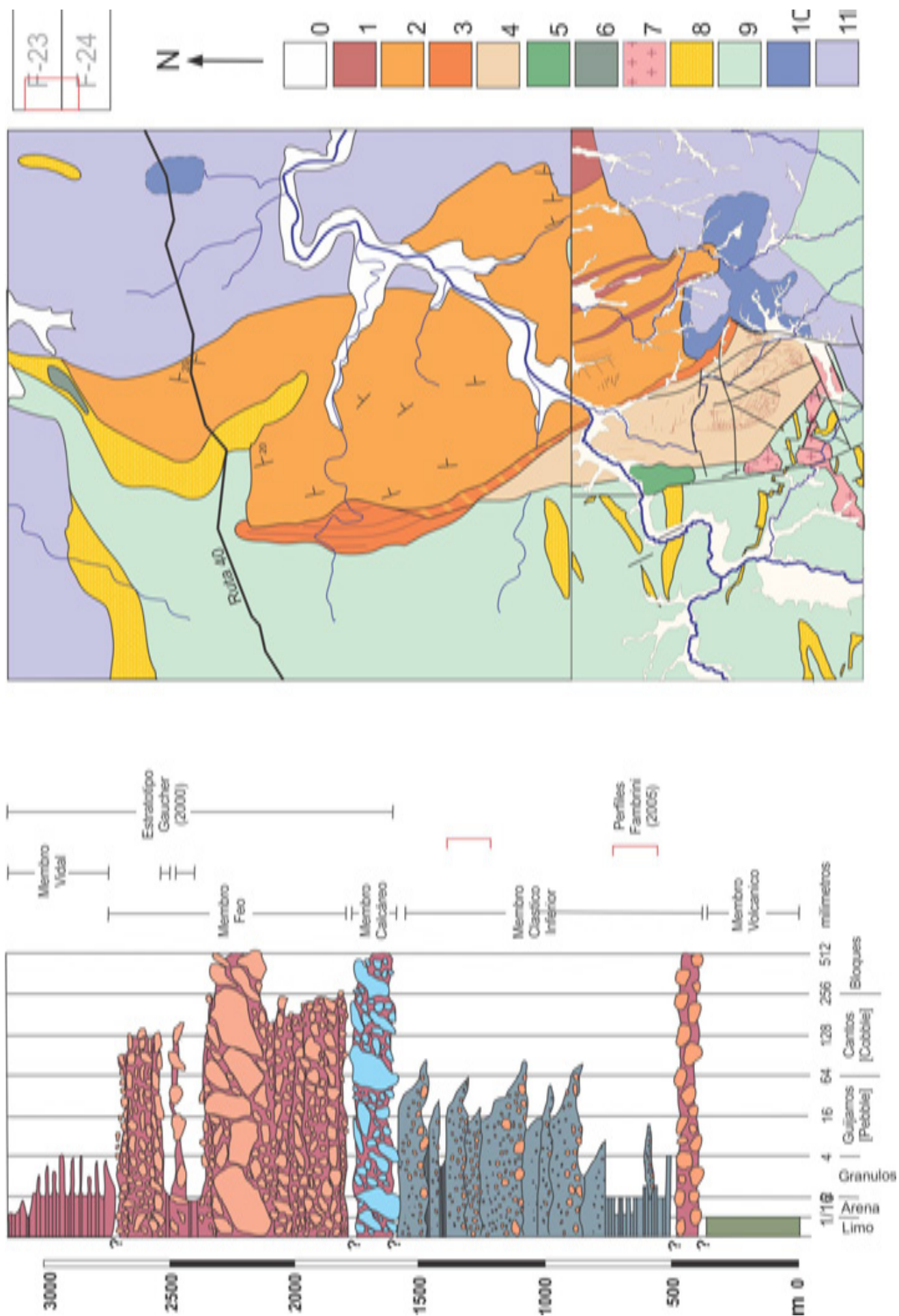
Los estudios estructurales sugieren que ésta aproximación presentada es mas realista hasta el momento. No obstante, la posible deformación por fallas lítricas exige la realización de una sección balanceada para poder obtener una reconstrucción palimpástica de la unidad (Fossen 2012); pero para esto debe contarse con datos de pozos o perfiles sísmicos de la unidad. Puede estimarse además, que dado la escala de la formación, una reconstrucción palimpástica, solo reducirá los espesores estimados en un pequeño porcentaje y especialmente en las unidades superiores (Fossen 2012). También se hace necesarios mayores estudios al Norte de la unidad, donde puede estar preservados mayores espesores de los miembros superiores.

8.5 Estratotipo y mapa

La información estratigráfica previa junto a la nueva información permite reconstruir la estratigrafía de la unidad, que se presenta en la figura 8.5.

Los naturaleza contactos estratigráficos entre los miembros de la Formación Barriga Negra no pudieron ser resueltos debido a la presencia de la plantación forestal que perturba las relaciones estructurales.

Figura F.8.5. - Estratotipo esquemático y mapa de miembros propuesto para la Formación Barriga Negra. En el estratotipo se señalan las secciones correspondientes realizadas previamente por otros autores (Gaucher 2000 y Fambrini et al. 2005). 0: Cuaternario, 1: niveles de la unidad Vidal, 2: Miembro Feo; 3: Miembro Calcáreo, 4: Miembro Clástico Inferior, 5: Miembro Volcánico, 6: Anfibolitas, 7: Sienita Doña Eustaquia, 8: Cuarcitas de los Bueyes, 9: Litodema Polanco, 10: Litodema tarumán, 11: Basamento Cristalino. La porción norte correspondiente al fotoplano Pirarajá fue adaptado de Fay (1981) y Preciozzi & Fay (1988).



F.9 Paleontología y Edad

La edad de la unidad es controversial. Gaucher (2000) sugirió que la edad de la Formación Barriga Negra es Ediacarana debido a la presencia del microfósil *Cloudina* (<550Ma) en las unidades sub y supra-yacentes, mientras que las poblaciones de circones detríticos de Barriga Negra muestran edades entre los 566 ± 8 a 3400 Ma (Blanco et al. 2009). Sin embargo Aubet et al. (2014) y referencias, advirtieron que los microfósiles encontrados están mal preservados y que su identificación es imprecisa. Según Zhuravlev et al (2012) los fósiles descriptos para Argentina, Antártica y Uruguay requieren mas estudios ya que es poco probable que sean *claudinidos*. Además, estos microfósiles son identificados en las formaciones que subyacen discordantes bajo la Formación Barriga Negra (Formaciones Yerbal y litodema Polanco¹) y por lo tanto no pueden usarse para acotar la edad de esta unidad.

Según Gaucher (2000) se destaca la presencia de glauconita y la especie *Bavlinella faveolata* en el tope de la formación. Si bien dicha especie posee un amplio biocrón, el cual se extiende desde el Rifeano Superior hasta el Ordovícico (Vidal, 1976; Knoll, 1996) su abundancia es notoriamente mayor durante el Vendiano (Ediacarana 635–541 Ma). Sin embargo no se indica el lugar preciso o nivel estratigráfico del hallazgo (Gaucher (2000) p.9, Fig.2, punto 15 y p. 63). Asimismo asociaciones lito y faciologicas del tope de la unidad indican ambiente continental dulce (F.10.2.1), haciendo altamente improbable la presencia de glauconita. Además se indica que *Bavlinella* ocurre en asociación con BIF y pelitas ricas en hierro, sin embargo, las unidades con BIF corresponden al basamento de la unidad y la oxidación que presenta la unidad muestra claramente ser secundaria. Por lo establecido consideramos dudosa la presencia de glauconita o *Bavlinella* en la unidad, y atribuimos su presencia

a otra unidad basal.

Por otra parte, Cingolani et al (1990) datan meta-pelitas de la Formación Barriga Negra (Miembro Clástico Inferior en este Trabajo) por el método K-Ar obteniendo una edad de 518 ± 15 . Estos autores interpretan dicha edad como asociada a eventos metamórficos o tectonotérmicos del Ciclo Orogénico Brasileño. Sin embargo este metamorfismo puede asignársele al protolito. Por otra parte asociado al fallamiento extensional posterior (Sección G) la zona fue afectada por un intenso metamorfismo hidrotermal.

Asimismo Gaucher et al. (2009) acotan la edad del Grupo Arroyo del soldado, y por lo tanto para la unidad, entre los 583 ± 7 (U-Pb SIMS) y 532 ± 11 Ma (Rb-Sr, Kawashita et al., 1999), entre la edad del basamento (Granito de Mangacha) y de un granito intrusivo al Grupo Arroyo del Soldado (Granito Guazunambí). Sin embargo la Formación Barriga Negra no tiene continuidad estratigráfica con las unidades intruidas por el Granito Guazunambí, por lo que su edad tampoco puede acotar a la unidad.

En cuanto a la edad mínima de la unidad, únicamente puede establecerse como cota el Mesozoico, ya que la unidad se encuentra recorrida por fallas y afectada por fenómenos magmáticos e hidrotermales correlacionables con la tectónica Mesozoica (Muzio et al. 2009 y referencias). La posición dentro del corredor Santa Lucía-Aiguá-Merín (Figura 2.6) sugieren que no se debería descartar la posible correlación de la Formación Barriga Negra con los conglomerados de la Formación Cañada Solís y/o Migués (Rosello et al. 2007). Por lo tanto, la edad de la Formación Barriga Negra, permanece incierta, aunque acotada entre los 566 ± 8 y 124 Ma.

Destacamos aquí la importancia de la Siennita Doña Eustaquia, las riolitas intrusivas (sección G) y del miembro volcanosedimentario de la Formación Barriga Negra, que podrían brindar información coronoestratigráfica crucial para la unidad.

1 El litodema Polanco aquí descripto incluye a la Formación Polanco (Gaucher et al. 1994) y Maniguera Azul (Cabrera et al. 2014)

F.10 Interpretación y discusión

Ambiente, clima, paleogeografía

F 10.1- Antecedentes

Preciozzi et al 1979, sostiene que:

Se trataría de depósitos molásicos esencialmente continentales desarrollados post orogénesis brasiliana. Estos depósitos se encuentran intensamente fracturados y basculados.

Según **Fay 1982** (Preciozzi y Fay 1990 p.7) la presencia de glauconita y la variación en cementos y coloración de los sedimentos:

Estaría indicando un medio de sedimentación marino. Durante la sedimentación y consolidación parece haber existido variaciones importantes en las condiciones de pH y EH del medio ambiente.

Asimismo consideró la hipótesis de sedimentación turbidítica debido a los siguientes criterios

1. *Proporción relativamente alta de feldspatos no alterados entre los elementos detríticos*
2. *Secuencia detrítica*
3. *Granulometría variable*
4. *Presencia de slumps*

Sumando a esto la presencia de *horizontes de fanglomerados y arcosas*, propone un paleoambiente **epicontinental con clima árido y cálido**.

Midot 1984, no realiza aportes paleoambientales para la formación, simplemente destaca:

[los elementos de las brechas son de origen sedimentario y no volcánico. (...) corresponde a depósitos inmaduros (arcosas, brechas)]

Fragoso-Cesar et al., 1987 afirmaron:

[Los depósitos molásicos relacionados con la enérgica erosión que afectó a la cadena de montañas Brasiliana en el Uruguay son reunidos en la Formación Barriga Negra (...)]

Las características texturales y estructurales de este conjunto son compatibles con depósitos gradados en canales fluviales entrelazados ("braided alluvial plain") con abanicos aluviales asociados en las porciones marginales de la cuenca.]

En cuanto a las facies pelíticas:

[representa la entrada de los ríos en un cuerpo de agua, formando un posible delta lacustre.]

Mientras que los niveles superiores representan:

[el avance de un abanico aluvial directamente en un cuerpo de agua, formando un abanico costero.]

El conjunto

[Representa depósitos de antiguos grabens intramontanos (o un graben mayor), que posiblemente podría ser parte de un complejo de antefosa molásica,

dada la posición de estas próximas al limite del cinturón-cratón [Dom Feliciano] La proveniencia (...) identifica las áreas fuentes circundantes (...) y el proceso de autofagia durante la evolución de la unidad.]

Fesefeldt (1988) anotaba...

Estas últimas rocas [Conglomerados y brechas gruesas] se formaron en un ambiente con gradientes morfológicos fuertes, mientras que los sedimentos maduros, finamente clásticos y químicos, hablan de un ambiente muy tranquilo de sedimentación, característico también de la serie de Minas infrayacente al Grupo Barriga Negra. (Fesefeldt 1988, p. 31)

R. Montaña, según Bossi & Navarro, (1991, p. 286), entiende a esta secuencia litológica como:

*...acumulación en fosa tectónica de labio mirando hacia el este y arrastre de material no meteorizado químicamente señalando **clima frío y/o seco**.*

Los conglomerados entonces entendidos como la base (Miembro Calcáreo y Miembro Feo)

...son típicos depósitos de abanicos aluviales con muy fuerte energía y la imbricación de los clastos indica corriente dominante desde el oeste.

Mientras que las marcas de ondas y las grietas de desecación en el nivel pelítico superior (unidad Vidal) :

indican aguas someras con episodios subaéreos.

Gaucher (2000) interpreta que la base de la formación corresponde a un ambiente marino-costero transicional, su hipótesis se basa en la continuidad estratigráfica con la

formación Polanco la cual considera como de carácter marino; como evidencias se destacan:

- [1) Brechas interestratificadas con calizas y ritmitas de la parte superior de Polanco*
- 2) Albita autigenica de origen marino evaporítico ocurriendo en los clastos de caliza y en la matriz de las brechas.*
- 3) La presencia de *Bavlinella faveolata* en las rocas]*

Sobre la parte media de la formación indica:

[Algunos indicadores muestran que el medio de la formación Barriga Negra fue depositado en ambiente continental, probablemente correspondiendo a abanicos aluviales. Esos indicadores son:

- 1) los cementos calcáreos desaparecen, y son remplazados por hematita, típicamente roja.*
- 2) sedimentos púrpura de tipo várvi-co ocurren al tope de los ciclos grano y clasto decrecientes*
- 3) clastos imbricados, típicamente de ambiente fluvial, muy comunes en los conglomerados indicando paleocorrientes hacia el este.*
- 4) estratificación cruzada de conglomerados clastosoportados de grano grueso interpretados como depósitos aluviales de canal*
- 5) y Diaz et al 1990, grietas de desecación en las pelitas indicando exposición subaerea.]*

Los abanicos aluviales pueden ser clasificados como dominados por corrientes debido al espesor de las secuencias con estratificación cruzada, clastosoportados, (...) y no se han encontrado depósitos de flujo de masas (flujo de detritos).

Esos abanicos dominados por corrientes transportan al Este los sedimentos derivados de la erosión de la plataforma ex-

puesta en la parte oeste del Terreno Nico Perez.

Al tope, una nueva transgresión inunda la plataforma y las condiciones marinas regresan.

Entonces se registra la aparición de glauconita y la ocurrencia masiva de *Bavlinella fa-veolata*

Por lo tanto, en ausencia de indicadores de origen tectónico para una nueva transgresión, yo concluyo que la causa es una renovada elevación eustática del nivel del mar.

Por lo tanto Gaucher (2000) interpreta, en la base de la unidad las mismas condiciones en las que se depositó la formación Polanco. Mientras que hacia el tope el clima cambia, adquiriendo condiciones cálidas y/o áridas.

Los siguientes hechos indican el clima calido y/o árido en Barriga Negra:

Los clastos de los conglomerados y areniscas están prácticamente sin meteorización.

El carbonato desaparece, y es remplazado por hematita, la cual típicamente se forma en climas áridos.

Los abanicos dominados por corriente ocurren también en ambiente semiárido sujetos a inundación esporádicos.

La presencia de abanicos y la ocurrencia de pelitas con exposición subaérea pero no evaporitas sostienen que el clima no es extremadamente árido. La combinación de clima frío (pero no glacial) y moderadamente árido son preferidas aquí.

Fambrini et al. (2005), realiza un extensivo análisis e interpretación de facies estratigráficas y una intensiva interpretación paleo ambiental, resumida según sus propias palabras:

La Formación Barriga Negra se subdivide

de en tres sucesiones principales:

i. En la porción inferior ocurren asociaciones de conglomerados y arenitas de abanicos aluviales y ríos entrelazados

ii. En la intermedia, dominan los depósitos de arenitas finas a medias y siltitos relacionados a un evento transgresivo y

iii. En la parte superior retornan la arenitas y conglomerados estratificados estrato y grano crecientes asociados a la progradación de un abanico deltaico. (Fambrini et al. 2005, p 517.)

i - Estas (...) facies son interpretadas como depositadas por sistemas de abanicos aluviales proximales en clima árido (sensu Blair & McPherson 1994) considerandose los siguientes factores: (i) inmadurez textural y mineralógica; (ii) presencia de clastos subangulosos de grandes dimensiones que sugieren un carácter proximal con relación al área fuente; (iii) mecanismos de flujo gravitacional de sedimentos, típicos de flujos de detritos de carácter proximal (debris flow) con poca matriz (sensu Shultz 1984), (iv) presencia de fragmentos inestables como mármoles; y (v) ausencia de arcilla. (...) En adición, la presencia de fragmentos de mármoles en los conglomerados indica condiciones de aridez durante la depositación. (op. cit. p.518)

ii - La asociación de litofacies que ocurre sobre la anterior posee exposiciones junto al paso de los Talas (...) En términos de ambientes depositacionales, estas asociaciones representan una transgresión en depósitos litorales (shoreface) y costa-afuera (offs-shore) afectados por tormentas, conforme el modelo de Walker & Plint (1992) La naturaleza del

cuerpo de agua, si es marino o lacustre es incierta. (op. cit. p.521)

iii - *Esa asociación de facies subacuáticas es cubierta por depósitos estratocrecientes de abanicos aluviales bien expuestos en la region de la Estancia de Francisco Vidal (Fragoso-Cesar et al 1987) (...) Esta sucesión granocreciente representa la progradación de abanicos deltaicos en el cuerpo de agua (Fragoso-Cesar et al. 1987) (op. cit. p. 521)*

Sin embargo como ya fue mostrado, la parte ii, observada en el arroyo de los Talas, que Fambrini et al. (2005) interpreta en el medio de la formación esta en realidad es su base. Siendo la estratigrafía correcta ii, i, iii.

F.10.2 Análisis Paleoambiental

F.10.2.1 Composición de los clastos

La Formación Barriga Negra se compone de conglomerados y arenitas ricos en feldespato y fragmentos líticos (eg: granitoides y calcáreos). Como varios autores ya han notado, la preservación de grandes cantidades de feldespato, micas y carbonatos durante el intemperismo parece requerir que los sedimentos clásticos se generen en condiciones muy áridas donde el intemperismo químico es inhibido o en ambientes húmedos con un relieve muy marcado que permita una rápida erosión y soterramiento de los clastos antes de que puedan descomponerse. (Boggs 2009, p 146-158, Pettijohn 1949 p. 262,263) .

Por otro lado la angulosidad de los fragmentos y la presencia de matriz de idéntica composición y micas detríticas indican el poco transporte sufrido por los sedimentos tanto finos como gruesos. (Pettijohn et al 1987, p.152; Boggs 2009, p 150,151) A su vez, la presencia de clastos angulosos decimétricos a métricos (graníticos, metamórficos y calcáreos) señalan la gran proximidad del área fuente y la existencia de un fuerte contraste de relieve.

En cuanto a la coloración de la formación, que algunos autores consideran como primaria (Fay 1981 y Gaucher 2000) debe ser puesta en duda. Las observaciones de campo permiten observar variaciones de color de verde grisáceo a púrpuras en un mismo nivel, sugiriendo fenómenos de alteración posteriores a la sedimentación, y posiblemente a la consolidación (post-diagenéticos). Eventos de ferrificación cuaternaria pueden ser responsables de la coloración actual de la formación. Un análisis mas detallado es necesario en este aspecto.

Por lo tanto puede concluirse, junto con los autores previos, que la formación se genera en un **ambiente con gradiente geomorfológico fuerte y en condiciones áridas de base a tope.**

F.10.2.1 Ambientes sedimentarios

Se utiliza para el análisis paleambiental la propuesta de facies de Miall (2006) (tabla F.10.1).

El Miembro Volcano-sedimentario, base de la Formación Barriga Negra, presenta estructuras de flujo y estratificación cruzada de bajo ángulo.

La porción inferior del **Miembro Clástico Inferior**, se caracteriza por depósitos litorales (lacustres o marinos), con predominio de las facies SB y la presencia de estructuras sedimentaria tipo hummocky según Fambrini et al. (2005). Hacia la porción superior del miembro la unidad se continentaliza, pasando a dominar las facies GB, donde los depósitos de canal son caracterizados por facies Gh, Gp y Gt con litofacies de arenitas (Sp, St, Sr, Sh) conformando la segunda parte de los depósitos. El redondeamiento de los clastos y su imbricación indican que gran parte de la unidad fue dominada por corrientes. Estas asociaciones representarían canales fluviales entrelazados. (Shallow/Deep, Gravel-Bed Braided River o Gravel-Bed Wandering River) o abanicos aluviales dominados por rios entrelazados (Miall, 2006). Hacia el tope del miembro dominan las facies Gcm, características de flujos de

detritos (debris flow), en abanicos aluviales. La transición faciología implica un cambio en el régimen depositacional, con una aproximación del área de aporte, implicando procesos tectónicos activos.

El Miembro Calcáreo, se caracteriza por litofacies Gcm o Gci y representa uno a al menos cinco depósitos según la estratigrafía realizada por Gaucher (2000). Cada uno de estos depósitos de diamictitas asociadas a flujo de detritos, representa una unidad arquitectónica del Grupo 6 (Miall, 2006), es decir que el tiempo estimado entre la acumulación de uno a otro depósito abarca periodos de cientos a miles de años. Asimismo la unidad marca una fuerte discontinuidad sedimentaria y tectónica. El cambio en la litología de los clastos, con la aparición de clastos calcáreos y la desaparición de clastos cuarzo-feldespatíticos, implica un cambio total de área de aporte, pudiendo incluso representar un importante hiato en la sedimentación. El aumento en el tamaño de los clastos vuelve a marcar un cambio en el régimen depositacional, señalando un aumento rápido en los gradientes morfológicos próximos a la cuenca, implicando fenómenos de tectónica activa (Bogs (2009), Elswick & Johnson (2010), Blikra & Nemec (1998); Lamar (1992); Ramirez (1998)).

El Miembro Feo, suprayacente, presenta en su base un mayor tamaño de clastos y mantiene los caracteres faciológicos Gcm y Gci. Marca, a su vez, un nuevo cambio litológico en la unidad, retornando a las litologías cuarzo-feldespáticas, aunque con presencia de clastos calcáreos. Estas mezclas de litologías en la base indica una canibalización de los estratos inferiores o bien una continuidad sedimentaria con la unidad inferior. El gran tamaño de los clastos incorporados, y la presencia de estos a lo largo de varios niveles, hace suponer que se trate una continuidad en el aporte. Esta unidad vuelve a estar compuesta por múltiples flujos de detritos, cada uno representando una unidad arquitectónica del Grupo 6, por lo tanto pudiendo representar en su totalidad miles de años de depositación.

Tabla F.10.1

GB	Barras y estratificación de grava. Facies Gm, Gp y Gt
Gh	Conglomerado clasto-soportado groseramente estratificado
Gp	Conglomerado de grava con estratificación plana
Gt	Conglomerado de grava con estratificación cruzada
Gcm	Conglomerado de grava clasto-soportado masivo
Gci	Conglomerado clasto-soportado con gradación inversa.
Gmm	Conglomerado matriz soportado, débilmente gradado
Gmg	grava matriz soportada, con gradación normal o inversa.
SB	Estratificación arenosa facies: St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss
Sm	psamitas masiva
Sp	psamita con estratificación planar puede tener cantos dispersos
St	psamita con estratificación cruzada puede tener cantos dispersos
Sr	psamita con ondulitas y laminación cruzada
Sh	psamita con laminación horizontal, puede tener cantos dispersos
Sl	psamita con laminación de bajo ángulo, puede tener cantos dispersos
FF	Facies Fm, Fl
fm	Pelita masiva, con grietas de desecación
fl	Laminación fina con ondulitas muy pequeñas

Clasificación de facies y estructuras sedimentari utilizada en este trabajo según Miall (2006). GB, SB, FF, son los elementos arquitectónicos de depósitos fluviales.

Hacia el tope del Miembro Feo decrece gradualmente la granulometría pasando de conglomerados de bloques a conglomerados de guijarros (pebble), con aumento de facies SB.

A partir de la porción media del Miembro Feo se observa la presencia ocasional de facies Gmm, Gmg y Sm (**unidad Vidal**), características de flujos de barro gravitacional. La unidad mantiene los caracteres de depósitos de **abanicos aluviales dominados por corrientes** debido a la escasa presencia de flujos de barro. La escasez de estos flujos de barro puede considerarse un indicador más de la aridez del ambiente.

Hacia el tope la secuencia (**unidad Vidal**) vuelve a adquirir caracteres fluviales con dominio de las facies SB y aparición de facies Sr, Sl, y FF (Fl y Fm). La presencia de grietas de desecación en los niveles superiores (Fm) confirma, a su vez, la permanencia en las condiciones de aridez.

F.10.4 Ambiente Tectónico

La Formación Barriga Negra representa una secuencia conglomerádica continental, comprendiendo una secuencia costera deltaica, con subsecuente continentalización hacia un sistema de ríos entrelazados que pasa a una secuencia de abanicos aluviales. La unidad se caracteriza por sedimentos inmaduros muy bien preservados indicando la presencia de un clima árido. Los cambios composicionales y granulométricos de la unidad indican condiciones de tectónica activa durante la depositación.

En la región estudiada existen dos eventos tectónicos plausibles en los cuales se pudieron generar estos depósitos, uno durante la orogénesis Brasiliana (570-900 Ma, Neoproterozoico) y otro durante la apertura continental Mesozoica (Jurásico tardío - Cretácico temprano). Ambos periodos son compatibles con el rango de edad posible para la formación (ver sección F.9)

La formación ha sido históricamente interpretada como una cuenca molásica in-

tramontana asociada a la orogénesis Brasiliana. En particular Fambrini et al. (2005a) proponen que la unidad se correlaciona con el Grupo Santa Bárbara de Brasil. El Grupo Santa Bárbara se caracteriza por ser una sucesión marino-aluvial generada en un sistema de rifts en contexto anorogénico, según distensiones NO-SE, durante el Vendiano o Cámbrico (Fambrini et al. 2005b).

Sin embargo, debido a la falta de límites temporales, la Formación Barriga Negra también podría ser correlacionable a los depósitos de graben mesozoico, como la Formación Migués o Cañada Solís, ambas caracterizadas por conglomerados, areniscas y pelitas rojizas. Particularmente en los trabajos de Sánchez Bettucci (1998) y Sánchez Bettucci et al. (2003 y 2009) los depósitos correspondientes a la Formación Barriga Negra (Midot, 1984) en las proximidades de la ciudad de Minas, son reinterpretados y mapeados como Formación Migués.

Asimismo es posible dividir a la Formación Barriga Negra en dos grandes unidades, una compuesta por los dos miembros basales (Miembro Volcanoclástico y Clástico Inferior) que podría ser correlacionable con la Formación Las Ventanas (Midot 1984) y otro que incluiría a los miembros superiores (Miembros Calcáreo, Feo y unidad Vidal) y que podría corresponderse a depósitos autoclasticos mesozoicos.

G -Tectónica y rocas volcánicas asociadas

G.1 - Estructuración del Área

La zona de estudio, se encuentra afectada por un conjunto de fallas que, por su naturaleza, atribuimos a fenómenos extensionales y compresivos. (Figura G.1)

Una primer familia de fallas están asociadas a la generación de un *graben*, responsables del hundimiento de la Formación Barriga Negra, el Litodema Tarumán y el Basamento Cristalino. Una falla principal con dirección N-S, Marca el límite oeste de este *graben* poniendo a un mismo nivel, al litodema Polanco y cuarcitas Cerro de los Bueyes con la Formación Barriga Negra. Esta falla y sus asociadas, presentan una clara componente dextral. El desplazamiento dextral se observa principalmente en el nivel de cuarcitas del Cerro de los Bueyes, el cual presenta múltiples desplazamientos dextrales, presentando pliegues de arrastre y cataclasis. Los cambios de espesor en el nivel de cuarcitas son interpretados como evidencia de movimiento vertical de las fallas. Otras unidades afectadas por este conjunto de fallas son la Sienita Doña Eustaquia y la Formación Barriga Negra en su porción Sur, donde también presenta un movimiento dextral.

Un segundo conjunto de fallas conjugadas con direcciones EO y NE son responsables de la fracturación interna del *horst* y *graben*.

Un tercer conjunto de fallas, presenta un sentido inverso, rumbo NS sinistral y con cabalgamientos, atribuidos a los eventos compresivos posteriores. La Cuarcita de los Bueyes muestra bloques desplazados en sentido sinistral, en las proximidades de la falla

principal, indicando una reactivación menor de la misma. El pliegue al sur de la Formación Barriga Negra es interpretado como un pliegue de arrastre durante la fase compresiva debido a su comportamiento frágil-dúctil. Asimismo, la inclinación en el buzamiento de los estratos de Barriga Negra también puede ser interpretado como un plegamiento y/o basculamiento del *graben* durante las etapas extensional y compresiva.

Gran parte de las fallas presentan fenómenos de cataclasis y fenómenos de hidrotermalismo en las rocas circundantes. Este hidrotermalismo es causante de silicificaciones masivas y alteraciones en todas las litologías. El Litodema Polanco y el Miembro volcánico y clástico inferior de Barriga Negra, presenta una de las mayores alteraciones, particularmente en su porción sur, cercana al contacto de fallas con las sienitas.

G.2- Diques Riolíticos

Asociados al sistema de fallas se observaron dos diques riolíticos con rumbo O-NO, en la región sur del área estudiada, intruyendo en las sienitas, mármoles y cuarcitas. El metamorfismo de contacto con los mármoles del Litodema Polanco es particularmente notorio por el aumento en el tamaño de grano al igual que la silicificación de las cuarcitas y Sienitas afectadas.

Las riolitas se presentan porfirítica, con fenocristales euhédricos de Cuarzo y Feldespato y opacos, en una matriz microcristalina de cuarzo y feldespato. (Figura G.2)

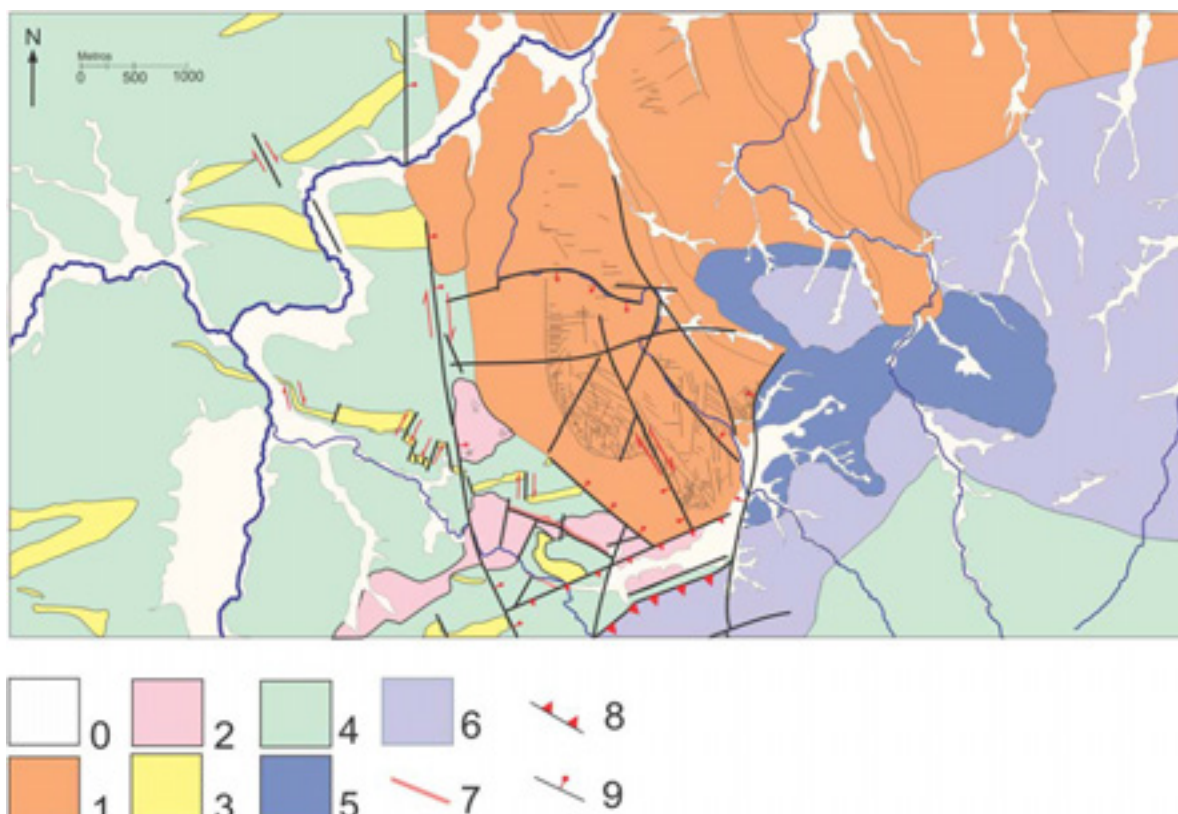


Figura G.1 - Patrón de estructuración de la región estudiada. 0: Cuaternario, 1: Formación Barriga Negra, 2: Sierrita del Complejo Sierra Blanca, 3: Cuarzitas Cerro de los Bueyes, 4: Litodema Polanco, 5: Litodema Tarumán, 6: Basamento Cristalino, 7: Diques riolíticos, 8: falla inversa, 9: falla normal. En rojo se señalan los principales movimientos de falla observados.

G.3 Discusión

Desafortunadamente los fenómenos hidrotermales y de silicificación han borrado los rastros de muchas fallas, impidiendo análisis estructurales mas detallados.

El sistema de fallas presente puede ser atribuido a la tectónica mesozoica. De hecho el *graben* forma parte del limite norte del aulacogeno mesozoico (figura 2.6). Las riolitas por lo tanto podrían ser asociadas a la Formación Arequita.

Otra hipótesis es que tanto la fracturación como las rocas volcánicas pertenezcan a eventos extensionales durante el Vendiano-Cámbrico, los mismos que podrían haber dado lugar a la Formación Barriga Negra (Fambrini et al. 2005).

Dataciones en las rocas volcánicas y mas

estudios estructurales detallados en la región son de fundamental importancia para resolver cual de estas dos hipótesis es la correcta.

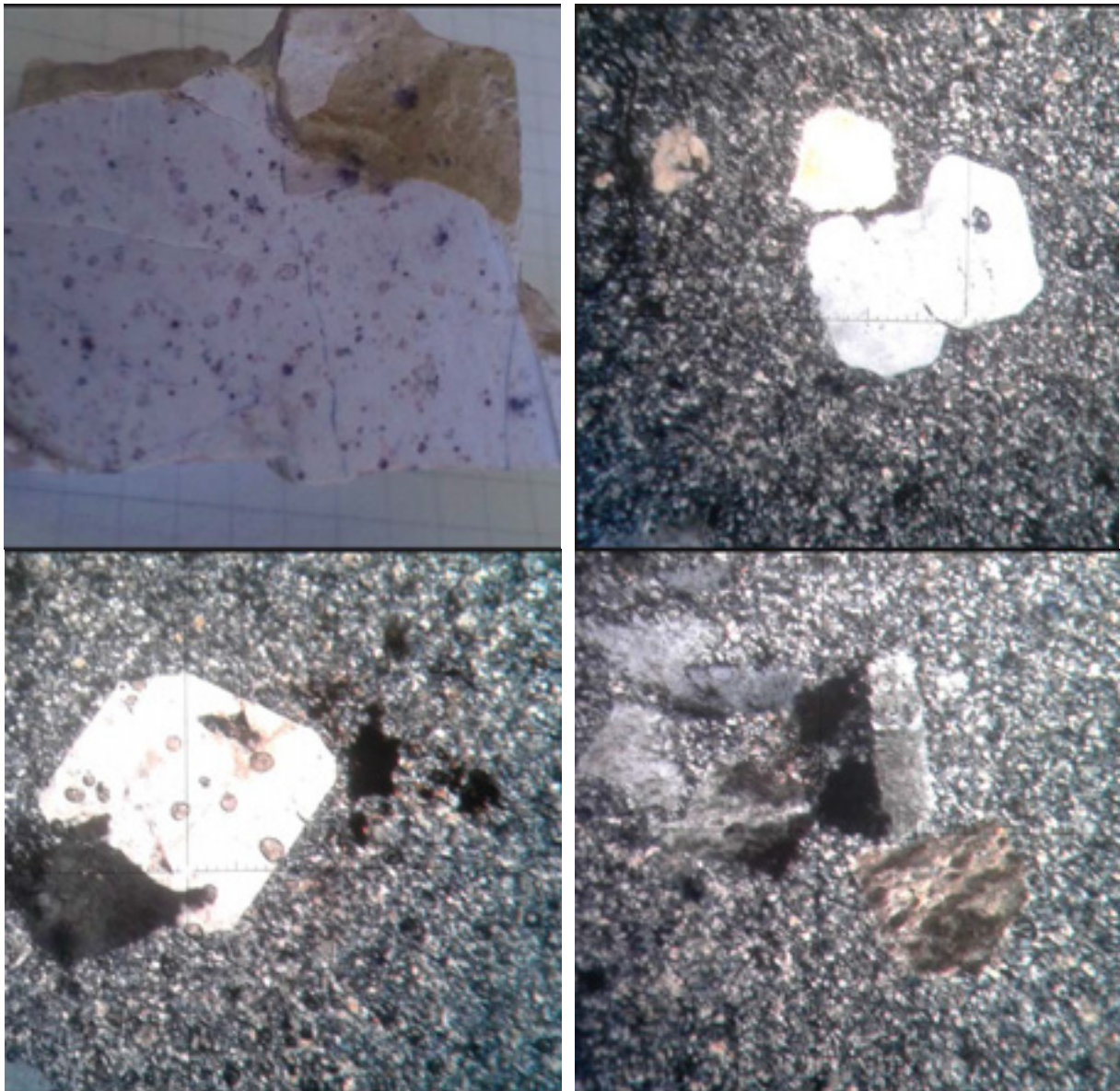


Figura G.1 - a: Muestra de mano de riolita, la cuadrícula base se divide cada 0.5cm. b a d: Corte petrográfico de la muestra CP-156 en luz polarizada. b: fenocristales de cuarzo euhédricos. c: Fenocristales de cuarzo euhedricos y opacos, d:fenocristales de feldespato euhedricos. La escala en las imágenes equivale a 2.5mm.

Conclusiones

Se proponen una nueva estratigrafía y una nueva división de miembros para la Formación Barriga Negra: Miembro volcano-clástico, Miembro Clástico Inferior, Miembro Calcáreo, Miembro Feo y miembro Vidal. El mapeo de los miembros permitió reconocer la correcta estratigrafía de la unidad.

La Formación puede ser interpretada como una cuenca molásica intramontana asociada a la orogénesis Brasiliana o a los depósitos de graben mesozoico, como la Formación Migues o Cañada Solís (F.10.4). Asimismo es posible dividir a la Formación Barriga Negra en dos grandes unidades, una compuesta por los dos miembros basales (Miembro Volcanoclástico y Clástico Inferior) que podría ser correlacionable con la Formación Las Ventanas y otro que incluiría a los miembros superiores (Miembros Calcáreo, Feo y Vidal) y que podría corresponderse a depósitos aulacogénicos (compuestos) mesozoicos.

Dentro del Batolito Puntas del Santa Lucía se redefine a la Sieneita Doña Eustaquia.

Se enmienda a la Formación Polanco como Litodema Polanco, aplicando el principio de prioridad pero aplicando el termino litodemico considerándolo más apropiado.

La región de estudio se caracteriza por una gran complejidad estructural y litológica. Deformaciones dúctiles afectan a todas las unidades.

Macro pliegues y/o micro pliegues son observados en todas las unidades. Estas estructuras, a su vez, se encuentran afectadas por fenómenos de deformación frágil; concentrada particularmente en el centro sur del área estudiada. Además intenso hidrotermalismo afecta a las rocas circundantes a las fallas, dificultando su reconocimiento.

No ha sido posible obtener indicadores cinemáticos concluyentes, ni datos estructurales representativos en las regiones más afectadas. En particular la región suroeste del Miembro Clástico Inferior, se encuentra sumamente afectado como para reconocer la estratificación original. Asimismo el Miembro volcánico Inferior y nivel de cuarcitas en contacto, están caracterizados por estructuras masivas y revelaron muy poca información estructural.

Se requieren mayores estudios sobre los efectos de la tectónica mesozoica en esta región, que parece formar parte del límite norte del aulacógeno (fig. 2.6). A pesar de estas dificultades, el estudio en la región permite realizar un esbozo de los eventos geo-tectónicos ocurridos en la misma.

Nuestras observaciones no permiten determinar la naturaleza del contacto entre la unidad Tarumán y las unidades Polanco y Cuarcitas de los Bueyes. Sin embargo las arcosas de la unidad Tarumán y las Areniscas maduras de la unidad de los Bueyes son resultado de ambientes tectono-sedimentarios distintos (Sección B.5 y D.3).

En función del grado de deformación y metamorfismo, puede asumirse que la unidad Tarumán es distinta (e incluso anterior) a las unidades Polanco y los Bueyes; con lo cual puede establecerse que la depositación de la unidad Tarumán es anterior a las unidades Polanco y los Bueyes.

El análisis estructural de las unidades no ofreció evidencias claras que permitan discriminar si las secuencias sufrieron uno o más eventos de deformación.

Posteriormente a la depositación y deformación de las unidades se registran las intrusiones plutónicas tales como la Sienita Doña Eustaquia (cada una a su tiempo, ver sección E.4), con sus consecuentes efectos de metamorfismo de contacto (C.5). Estas intrusiones evidencian que las rocas intruidas se encontraban entre uno y diez kilómetros de profundidad en ese momento. Por lo tanto en algún período posterior a las intrusiones se debieron registrar eventos de erosión y levantamiento cortical que expusieron a las rocas plutónicas. Es entonces que se deposita la Formación Barriga Negra, en contacto con los plutones (F.4.1) y rocas de basamento, en condiciones de tectonismo activo, fuerte relieve y clima árido (F.10.2).

Posteriormente ocurren los eventos de fracturación, extensión y posterior compresión cortical que hundieron a la Formación Barriga Negra en un graben (sección G), deformándola, inclinándola y llevándola al mismo nivel que su basamento (*metamorphic core complex*), resguardando a la unidad de la erosión y asegurando su preservación. Aunque es fácil suponer la secuencia de eventos, duración de y entre los eventos, es indeterminada. Dicha secuencia pudo ocurrir en 20 o en 500 Ma (sección F.10.4), por lo cual mayores estudios y dataciones son necesarios para acotar la edad de los eventos en la misma.

Destacamos la importancia del mapeo en detalle a la hora de describir las más diversas unidades, como por ejemplo la porción norte de la Formación Barriga Negra. Solo el mapeo preciso y sistemático permite reconstruir adecuadamente la estratigrafía y la historia geológica de la unidad y la región. Las nuevas unidades identificadas en este trabajo (diques riolíticos, el miembro volcánico de Barriga Negra) así como las ya conocidas sienitas, ofrecen oportunidades para establecer la edad de la Formación Barriga Negra, comprender el magmatismo del área y el ambiente tectónico en el que éstas unidades y sus asociadas se emplazaron.

Bibliografia

A

Almeida, F. F. M.; Amaral, G.; Cordani, U. G. & Kawashita, K., (1973): The Precambrian evolution of the South American cratonic margin, South of Amazona. In: Nairn, A.C. M.; Kanes, W.H. y Sstehli, Ff.G. (Eds.). *The Ocean Basins and Margins*, Plenum: 411-446, New York.

Almeida, F; Hasui, Y. & Brito Neves, B. (1976): The Upper Precambrian of South America. *Boletín del Instituto de Geociencias de la Universidade de Sao Paulo* 7: 48-80.

Árkai, P., Sassi F. & Desmons, J. (2007): Very low- to low-grade metamorphic rocks - Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version.

Aubert N; Pecoits, E; Heaman, L; Veroslavsky, G; Gingras, M; Konhauser, K (2014) Ediacaran in Uruguay: Facts and controversies. *Journal of South American Earth Sciences*, 55: 43-57

Aubert, N., Pecoits, E., Bekker, A., Gingras, M.K., Zwingmann, H., Veroslavsky, G., de Santa Ana, H., Konhauser, K.O., 2012. Chemostratigraphic constraints on early Ediacaran carbonate ramp dynamics, Río de la Plata craton, Uruguay. *Gondwana Research* 22, 1073–1090.

B

Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi F, Jacob, J. (2005): A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts – evidence from a reconnaissance provenance study. *Precambrian research*, 139, 195-221

Basei M.A.S., Siga Jr O., Masquelin H., Harara O.M., Reis Neto J.M. & Preciozzi F. (2000): The Dom Feliciano Belt (Brazil–Uruguay) and its foreland (Rio de la Plata Craton): Framework, Tectonic Evolution and Correlations with similar terranes of Southwestern Africa. En: Cordani U, Thomaz F & Milani E (eds), *Precambrian Evolution of South America*. Intern. Geological Congress, IUGS, Rio de Janeiro.

Basei, M.A.S. & Teixeira, W. 1987. Geocronologia do Pré-Cambriano/Eopaleozóico de Santa Catarina. In: SILVA, L.A. & BERTOLUZZI, C.A. eds. *Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina - 1:500.000*. Florianópolis, DNPM/CPRM. 3:91-130.

Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., 2008a. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano

belts of South America and comparison with coeval sequences from sw Africa. In: Pankhurst. R.j., Trouw, RA,

Blanco, G., Rajesh, H.M., Gaucher, C., Germs, G.J.B., Chemale Jr., F., 2009. Provenance of the Arroyo del Soldado Group (Ediacaran to Cambrian, Uruguay): implications for the paleogeographic evolution of southwestern Gondwana. *Precambrian Research* 171, 57–73.

Brito Neves, B.B., de Wit, M.j. (Eds.), West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. Geological Society, 294. Special Publications, London, pp. 239-256.

Basei, M.A.S., Nutman, A., Grasso, CB., Vlach, S., Siga Jr., O., Osako, L., 2008b. The Cryogenian rift-related granitogenesis of the Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. Abstract volume, 4th international SHRIMP workshop. VSEGEI Press, SaintPetersburg, Russia, pp. 24-26.

Blikra, L.H., Nemec, W., 1998. Postglacial colluvium in Norway: depositional processes, facies, and palaeoclimate records. *Sedimentology* 45, 909–959.

Bogs (2009): Petrology of Sedimentary Rocks – 2nd ed. Cambridge University Press

Bossi & Gaucher (Ed.) (2014) Geología del Uruguay – Tomo 1: Predevónico - Polo S.A. Montevideo. Pp 1-450.

Bossi J & Gaucher C (2004): The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: An allochthonous block accreted in the Cambrian to SW-Gondwana. *Gondwana Research*, 7(3): 661-674.

Bossi J (1966): Geología del Uruguay. Colección Ciencias, n°2. Publ. UdelaR. Montevideo.

Bossi J, Campal N, Piñeyro D & Garat I (1990): Contribución a la geología del haz de filones precámbricos de “Granito Negro” en el Uruguay, pp. 89-94 de Congr. Urug. Geol., 1. Soc. Uruguaya de Geología, Montevideo, Actas, 1.

Bossi J, Fernández A & Elizalde G (1965): Predevoniano en el Uruguay. Bol. Investig. Fac. Agronomía, Montevideo, Boletín, 78: 1-84.

Bossi J, Ferrando L, Montaña J, Campal N, Morales H, Gancio F, Schipilov A, Piñeyro D & Sprechmann P (1998): Memoria explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000. Fac. Agronomía, UdelaR, pp. 1-122, 1 mapa.

Bossi J. Fenandez & Albanell (1967): Basamento cristalino del sur-este del Uruguay. UNESCO-IUGS. Symposium on Continental Drift emphasizing the history of South Atlantic, Montevideo, Uruguay.

Bossi, & Ferrando, (1969): Primer esquema estratigráfico – geo cronológico para el Predevoniano de Uruguay- Facultad de Agronomía. Informe técnico (inédito)

Bossi, J.; Ferrando, L.; Fernandez, A.; Elizalde, G.; Morales, H.; Ledesma, J.J.; Carballo, E.; Medina, E.; Ford, I. & Montaña, J., 1975. Carta Geológica del Uruguay a escala 1:1.000.000. Edición de los autores, Montevideo. Bossi, J. & Navarro, R. (1991): Geología del Uruguay. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, v. 1.

Bossi J & Caggiano W (1975) Resultados del estudio geológico estructural y de reservas realizado en la cantera de mármol ONIX trabajada por el Sr Lisandro... - Informe Geológico – Inedito.

Bossi, J. & Campal, N., (1992): Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico inferior del Uruguay. En: Gutiérrez, J; Saavedra, J. y Rábano, I. (Eds.) "Paleozoico Inferior de Ibero - América". Universidad de Extremadura, p. 343-356, España.

Bossi, J., Campal, N. Hartman, L. A. Schipilov A. & Piñeyro, D. (2001): Thirty-five years or geochronology in Uruguay. 3er Congreso Uruguayo de Geología Actas CD.

Bossi, J., (1983). Breve reseña sobre el conocimiento geológico del escudo predevoniano en Uruguay (Sud América). *Zeitungsbblatt Geologie und Paleontologie*, 1(3/4):417-429.

Bossi, J.; Preciozzi, F. & Campal, N., (1993b): Predevoniano en el Uruguay, 1: Terreno Piedra Alta. Dirección Nacional de Minería y Geología, I: 1-50, Montevideo.

Bossi J. Gaucher C. Chiglino L. Navarro R. Piñeyro D. (2014) Escama Tectonica Carape – en Bossi & Gaucher (Ed.) (2014) Geología del Uruguay – Tomo 1: Predevónico - Polo S.A. Montevideo. Pp 1-450.

Brito Neves BB de (1995): Crátons e faixas móveis. *Boletim IG / USP. Série didática*, Univ. de são Paulo, nº 7: pp. 1-187.

Brodie, K., Fettes, D., Harte B. & Schmid, R. (2007): Structural terms including fault rock terms - Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version.

C

Cabrera J (2014) Estratigrafía y Petrografía de la sucesión carbonatica de Manguera Azul, Departamento de Lavalleja, Uruguay. Trabajo Final de Licenciatura en Geología, Facultad de Ciencias, pp 1 – 83.

Cabrera J Gaucher C. Frei R. Sial A. Ferreira V. (2014) Formación Manguera Azul en Bossi & Gaucher (Ed.) (2014) Geología del Uruguay – Tomo 1: Predevónico - Polo S.A. Montevideo. Pp 1-450.

Callegari, E. & Pertsev N.N. (2007): Contact Metamorphic Rocks - - Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version.

Campal & Schipilov (1998): Ciclo Grenvilliano – Fondo Profesor Clemente Estable, Programa 1040, Evolucion paleogeografica del nudo tectónico puntas del Arroyo Mansavillagra durante el proceso de formacion del supercontinente Gondwana (1500 a 500 Ma) vol2: 1:37; Montevideo (CONICYT – Facultad de Agronomía)

Campal, N. & Gancio, F. (1993): Asociación volcanitas–piroclastitas de los Cerros Aguirre (Rocha): Una nueva formación y su implicancia en la evolución del Ciclo Brasiliano en el Uruguay, 7 pp. de Simposio Internac. Neoproterozoico–Cámbrico de la Cuenca del Plata, I. La Paloma, DINAMIGE–Fac. Agronomía, Actas, 2(44).

Campal, N. & Schipilov, A. (1999): The Eastern Edge of the Rio de la Plata Craton: A history of tangential collisions, pp. 33-48 de Sinha AK (ed), Basement Tectonics. Kluwer Acad. Pub.

Caorsi, J & Goñi, J., (1958): Geología Uruguaya. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay. 37:1-73. Montevideo.

Chemale Jr F, Gresse P. da Silva L.C, Hartmann LA, & Walraven F (1995): Correlação geológica entre as unidades brasileiras e Pan-Africanas do Sul do Brasil e Africa do Sul, pp. 13-16 de Simp. Sul-Bras. Geol., 6. SBGeol., nucleo RS, Porto Alegre, Res. Expandidos, 1.

Chigolino, L. Gaucher, C. Sial, A.N. Ferreira, V.P. Pimentel, M.M. (2010) Chemostratigraphy of Mesoproterozoic and Neoproterozoic carbonates of the Nico Pérez Terrane, Río de la Plata Craton, Uruguay - Precambrian Research

Cingolani C. Spoturno J. Bonhomme M (1990) Resultados mineralógicos y geocronológicos preliminares sobre las unidades piedras de afilar, Lavalleja y Barriga Negra R. O. Uruguay. I COngreso Uruguayo de Geologia – Actas p 11-18.

Coney P.J, Jones D.L. & Monger J.W. (1980): Cordilleran suspect terranes. Nature, 288: 329-332.

Coronel N, Oyhançabal P. & Spoturno J. (1982): Consideraciones estructurales de la Formación Piedras de Afilas en su área tipo, en los alrededores de la Estación Piedras de Afilas, Depto. de Canelones, Uruguay, pp. 48-60 de Congreso Latinoamericano de Geología, 5. Buenos Aires, Asoc. Geol. Argentina, Actas, 1.

D

Dalla Salda L. Franzese, J. & de Posadas V.G. (1987): The 1800 Ma mylonite-anatectic granitoid association in Tandilia, Argentina. 7t. International Conference on Basement Tectonics. Abstracts, 28, Kingston.

Dalla Salda, L. Bossi, J & Cingolani, C. (1988): The Rio de la Plata Cratonic región of southwestern Gondwana. Episodes, 11 (4): 263-269.

de Santa Ana H, Goso CA, Muzio R, Oyhançabal P & Veroslavsky G (1994): Bacia de Santa Lucia (Uruguai): Evolução tectônica e sedimentar. Revista Geociências 13(1): 37-52.

De Santana H & Ucha N (1994) Exploration perspectives and hydrocarbon potential of the uruguayan sedimentary basins. ANCAP, Montevideo 98pp (informe interno)

Díaz, J. Albanell, A. & Bossi (1990): Memoria explicativa del fotoplano Cerro Partido – Facultad de Agronomía.

E

Ellis J (1998): The Precambrian supracrustal rocks of the “Isla Cristalina de Rivera” in Northern Uruguay and their ore deposits. Heidelberg Geowissen – Schriftliche Abh., Band 90, pp. 1-196.

Erika R. Elswick, Claudia C. Johnson (2010): Evaluation of a siliciclastic diamictite from the Maya Mountains of Belize *Journal of South American Earth Sciences* 29, 676–684

Eyles, Eyles, Miall (1983) Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequence. *Sedimentology* 30: 393-410.

F

Fambrini, G. Romalino, A. Frago Cesar, S. Paes de Almeida, & R. Riccomini, C. (2005a), A Formação Barriga Negra (ediacarano do Uruguai): Caracterização estratigráfica e correlação com unidades do estado do Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(4):515-524.

Fambrini, G.L., Janikian, L., Almeida, R.P., Frago-Cesar, A.R.S. (2005b). O Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) na Sub-Bacia Camaquã Central, RS: estratigrafia e sistemas deposicionais. *Rev. Bras. Geoc.*, 35(2): 227-238.

Fay, A. & Arriguetti, R., (1981) Esbozo Geologico de Cerro Partido. – Inventario Minero - Instituto Geologico del Uruguay.

Fernandes LAD, Tommasi A & Porcher C (1992): Deformation patterns in the Southern Brazilian Branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(1): 77-96.

Fernández A & Preciozzi F (1974): La Formación Arroyo Grande y las Intrusiones Asociadas, pp. 213-226 de Congresso Brasileiro de Geologia, 28. Soc. Bras. Geol., Núcleo RGS, Porto Alegre, Anais 1.

Ferrando, L & Fernandez, A., 1971. Esquema tectónico - cronoestatigráfico del predevoniano en Uruguay. In: XXV Congreso Brasileiro de Geología, I:199-210, São Paulo.

Fesefeldt K (1988): Asesoramiento Geológico y yacimentológico a la Dirección Nacional de Minería y Geología. Misión Geofísica Alemana – Bund. für Geowiss und Rohstoffe, Proy. n° 84.2024.2, 102: pp. 1-186. Hannover.

Folk, R.L.; 1965, Petrology of Sedimentary Rocks, Hemphill

Fossen H. (2010) Structural Geology - Cambridge University Press

Foster DA, Goscombe BD, Gray DR (2009): Rapid exhumation of deep crust in an obliquely convergent orogen: the Kaoko Belt of the Damara Orogen, Tectonics, 28, TC4002. doi:10.1029/2008TC002317

Fragoso César A., Figueiredo M., Soliani Jr E. & Faccini UF. (1986): O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior / Eopaleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul, pp. 1322-1343 de Congresso Brasileiro de Geologia, 34. SBGeol., Goiânia, Anais, 3.

Fragoso Cesar, A. & Soliani, E., (1984): Compartimentação tectónica do cráton do Rio de la Plata. In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, 5 :2426-2432, Rio de Janeiro.

Fragoso Cesar, A. R. S., 1980. O Cráton do rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio – sul –riograndense. In: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, (5): 2879-2892. Camboriú.

Fragoso Cesar, A., Machado, & Gómez-Rifas, C. (1987). "Observações sobre o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e Correlações Com o Escudo do Rio Grande do Sul". Atas III. Simp. Sul-Bras. Geol.

Frantz & Nardi, (1992): O Magmatismo Granítico da região Oriental do Escudo Sul-riograndense. Uma Revisão: Pesquisas, v.19, p 183-189.

Frantz, J.C. e Remus, M.V.D. 1986. Geologia da Região de Canguçu-Torrinhas, RS- Caracterização Petrográfica, Estrutural e Estratigráfica. In: S.B.G., Cong. Bras. Geol., 34, Goiânia, Anais, 2: 931-948

Frimmel, H.E., Basei, M.S., Gaucher, C., (2011): Neoproterozoic geodynamic evolution of SWGondwana: a southern African perspective. International Journal of Earth Sciences, 100, 323- 354

G

Gaucher & Sprechmann (1998) Grupo Arroyo del Soldado: Paleontologia, edad y correlaciones (Vewndiano – Cambrio inferior, Uruguay). Actas II congreso Uruguayo de Geología 183-187 pp. Punta del Este Uruguay.

Gaucher C, Sprechmann P. & Schipilov A. (1996): Upper and Middle Proterozoic fossiliferous sedimentary sequences of the Nico Pérez Terrane of Uruguay: Lithostratigraphic units, paleontology, depositional environments and correlations. Neue Jahrb. Geol. Paläont. Abh., 199: 339-367.

Gaucher, C. Frei R., Chemale, Frei D, Bossi J. Martínez G. Chiglini L. Cernuschi F (2011) Mesoproterozoic evolution of the Río de la Plata Craton in Uruguay: at the heart of Rodinia? Int J Earth Sci. 100:273–288.

Gaucher, C, Frei, R., Chemale Jr., E, Frei, D" Bossi, J" Martinez, Gabriela, Chiglino, L, Cernuschi, E, (2011), Mesoproterozoic evolution of the Rio de la Plata Craton in Uruguay: at the heart of Rodinia? *International Journal of Earth Science* 100, 273-288.

Gaucher C. Chemale Jr, Bossi J Castiglioni E. A. (2010) Grupo Cebollati, Terreno Nico Pérez: definición y edad. VI Congreso Uruguayo de Geología , Minas, pp1-8 CD.

Gaucher, C. (2000): Sedimentology, paleontology, and stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay) – Ph D Tesis – Beringeria – Wuzburg.

Gaucher C, Sial A. Frei R, Ferreira V. Frei D. Bossi J. Cabrera J. (2014) Magmatismo Anorogenico Eiacarano en Bossi J. Gaucher C. Chiglino L. Navarro R. Piñeyro D. (2014) Escama Tectonica Carape – en Bossi & Gaucher (Ed.) (2014) Geología del Uruguay – Tomo 1: Predevónico - Polo S.A. Montevideo. Pp 1-450.

Gómez Rifas C (1995): A Zona de Cisalhamento sinistral de Sierra Ballena no Uruguai. Tese de doutorado, IG-USP, São Paulo, pp. 1-243, 5 mapas.

Goñi & Hoffstetter (1964): Uruguay. *Lexique stratigraphique international*, vol. V. L'Amérique Latine. Fasc. 9, CNRS.

Goñi, J. 1958. Consideraciones sobre la estratigrafía del Proterozoico y Eopaleozoico Uruguayos. *Boletín de la Sociedad Brasileira de Geología*, 7: 91-97.

Goñi, Goso, & Issler (1962). Estratigrafia e Geologia Economica do Pre-Cambriano o Eopaleozoico Uruguai e Sul-Rio-Grandense. *Avulso da escola de Geologia. Universidade do RGS, Porto Alegre*, v. 3 p 1-105

Goscombe B & Gray D, (2008): Structure and strain variation at mid-crustal levels in a transpressional orogen: a review of Kaoko Belt structure and the character of West Gondwana amalgamation. *Gondwana Res* 13:45-85.

Goscombe B, Hand M, Gray D & Mawby J (2003a): The Metamorphic Architecture of a Transpressional Orogen: the Kaoko Belt, Namibia. *Journal of Petrology*, 44: 679-711.

Goscombe B, Gray D, Armstrong A, Hand M & Mawby J (2005): Event geochronology of the Pan-African Kaoko Belt, Namibia. *Precamb. Res.* 140:103.e1-103.e41.

Gross, A.O.M.S. Droop, G.T.R., Porcher, C.C, Fernandes, L.A.D 2009, Petrology and thermobarometry of mafic granulites and migmatites from the Chafalote Metamorphic Suite: New insights into the Neoproterozoic P-T evolution of the Uruguayan-Sul-Rio-Grandense shield, *Precambrian Research* 170, 157-174.

Guillemain C (1911): Zür Geologie Uruguays. *Zeitschr. Deutsch Geol. Ges.*, Berlin, Bd.63, nº4, pp. 203-220.

Hallsworth C.R. & Knox R. (1999): Classification of sediments and sedimentary rocks – BGS Rock Classification Scheme, Vol. 3. British Geological Survey Research Report, RR 99-03.

Harpum J (1960): The concept of geological cycle and its applications to problems of Precambrian Geology, pp. 201-206 de International Geological Congress, 21. Copenhagen, Proceedings, 9.

Harrington, H.J. (1975): South America, pp. 456-465 de Fairbridge RW (ed), The Encyclopedia of World Regional Geology, part 1. Dowden, Hutchinson, Ross, Pennsylvania.

Hart, S. (1966): Radiometric ages in Uruguay and Argentina and their implications concerning continental drift. Geological Soc. Am. annual meeting, 86., San Francisco.

Hasui, J.; Carneiro, C. & Coimbra, A., (1975): The Ribeira Folded belt. Revista Brasileira de Geociencias 5(4): 257-266.

Herve & Mpodozis (1990): Terrenos tectonoestratigraficos em evolución de los Andes Chilenos: Una Revidion; Actas 11 Congreso Geológico Argentino 2: 319-323.

Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A.,McNaughton, N.J., 2002. Zircon and titanite U–Pb geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Rio de la Plata Craton, Uruguay. Journal of South American Earth Sciences 15, 229–236.

J

Jones G, H, (1956): Memoria explicativa y mapa geológico de la región oriental del Departamento de Canelones. Boletín del instituto Geológico del Uruguay, 34: 1-193

K

Kawashita, K., Gaucher, C., Sprechmann, P., Teixeira, W., Victória, R., 1999. Preliminary chemostratigraphic insights on carbonate rocks from Nico Pérez Terrane (Uruguay). II South American Symposium on Isotope Geology, Córdoba (Abstract Volume), pp. 399–402.

Kennedy WQ (1964): The structural differentiation of Africa in the Pan-African (± 500 Ma) tectonic episode. Ann. Rept. Inst. African Geology, Leeds Univ., Leeds, 8: 48-49.

Konopasek, J.K, Tajcmanova, L, Ulrich, S, Kitt, S.L, 2008. Neoproterozoic igneous complex emplaced along major tectonic boundary in the Kaoko Belt (NW Namibia): ion probe and JA-ICP-MS dating of magmatic and metamorphic zircons, Journal of the Geological Society, London 165, 153-165.

Konopasek, J.K, Kroner, S, Kitt, S.L, Passchier, Cw., Kroner, A, (2005): Oblique collision and evolution of large-scale transcurrent shear zones in the Kaoko Belt, NW Namibia, Precambrian Research 236, 139-157.

Krumbein, W. C. & Sloss, L. L (1951): *Stratigraphy and Sedimentation*, W. H. Freeman and Company, editors

L

Lamar, D.L., 1992. Whittier–Elsinore fault system, Southern California. *Special Publication – Association of Engineering Geologists* 4, 255–267.

Lambert, R. (1941): Estado actual de los conocimientos sobre la Geología de la República Oriental del Uruguay. *Boletín del Instituto Geológico del Uruguay* 29: 1-89. Montevideo.

Larrañaga, D. A. (1809): Memoria Geológica sobre la reciente formación del Río de la Plata deducida de sus conchas fósiles. Carpeta 1, caja 195 Archivo General de la Nación, Montevideo
McMillan J., (1933). Terrenos pre-cambrianos del Uruguay. Instituto geológico del Uruguay, Bol. n° 18. Montevideo.

Le Bas, M.J. & Streckeisen, A.L. (1991): The IUGS Systematics of igneous rocks – *Journal of the Geological Society*, Vol. 148 pp. 825-833, London.

Lima, C. C. (2003). Ongoing compression across South American plate: observations, numerical modeling and some implications for petroleum geology. En: Ameen, M. (ed.) *Fracture and in-situ stress characterization of hydrocarbon reservoirs*. Geological Society, London, Special Publications, 209, 87–100.

M

MacMillan J. (1931). Notas sobre el complejo arcaico Uruguayo. *Revista del Instituto de Geología y Perforaciones*, 1: 3-7, Montevideo.

MacMillan JG (1933): Terrenos Precámbricos del Uruguay (Carta geológica escala 1/50.000). Bol. Instituto Geológico y de Perforaciones, 18: 1-61, 1 mapa.

Mallmann, G" Chemale Jr., E, Avila, J,N" Kawashita, K, Armstrong, RA, 2007, Isotope geochemistry of the Nico PerezTerrane, Rio de la Plata Craton, Uruguay, *Gondwana Research* 12, 489-508

Masquelin H & Sánchez-Bettucci L (1993): Propuesta de evolución tectono–sedimentaria para la cuenca de Piriápolis, Uruguay. *Rev. Bras. Geociências*, 23(3): 313-322.

Masquelin H (2001) A evolução estrutural e metamórfica do Complexo Gnáísico Cerro Olivo, Sudeste Uruguiaio. Tese de doutorado, UFRGS, Porto Alegre.

Masquelin, H. (2006): “El escudo uruguayo”, en Veroslavsky G., Martínez S. y Ubilla M. (ed) *Cuencas Sedimentarias de Uruguay – Paleozoico*, DIRAC Facultad de Ciencias

Masquelin H, Fernandes L. A. D. Lenz C. Porcher C. McNaughton N. (2011): The cerro Olivo Complex a pre-collisional Neoproterozoic Magmatic Arc in Eastern Uruguay, International Geology Review. 1-23.

Miall, A.D. (2006): The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. 1ed, Springer.

Midot, D. (1984) : Etude Géologique et Diagnostique Metallogénique pour l'Exploration du Sector de Minas (Uruguay). Ph.D.Thesis. Université de Paris IV, Paris

Mizusaki, A. M. P. & Mohriak, W. U. (1992): Sequências vulcano-sedimentares na região da plataforma continental de Cabo Frio, RJ. In: Congresso Brasileiro de Geologia 37, São Paulo, Anais, 2. Sociedade Brasileira de Geologia, 468–469.

Mohriak, W. U. (2004): Recursos energéticos associados à ativação tectônica mesozóico-cenozóica da América do Sul. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R. & Brito-

Mohriak, W. U., Paula, O. (2003): Volcanic provinces in the Eastern Brazilian margin: geophysical models and alternative geodynamic interpretations. In: 8th International Congress of The Brazilian Geophysical Society, CDROM with abstracts (workshop Geodynamic Evolution of the South Atlantic and adjacent margins).

Mohriak, W., Nemcok, M. & Enciso, G. (2008): South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil. In: Pankhurst, R. J., Trouw, R. A. J., Brito Neves, B. B. & DE Wit, M. J. (eds) West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. Geological Society, London, Special Publications, 294, 365–398.

Muzio R (2000): Evolução petrológica e geocronologia do Maciço Alcalino Valle Chico, Uruguai. Tese de Doutorado, Universidad Estadual Paulista, Rio Claro, SP, 171 pp. (inédito)

Muzio R, Morales, E, Veroslavsky, G, Conti, B, (2009): The Arequita Formation (Lower Cretaceous) : petrographic features of the volcanic facies in the Laguna Merín Basin, East Uruguay. Latinamerica jurnal of Sedimentology and Basin Analysis, Vol 16, (1) 19-28.

Murphy M. & Salvador, A. (1999): International Stratigraphic Guida- An abridged version, Episodes Vol 22 (4) 255-271

N

NACSN. (1983): North American Stratigraphic code, AAPG Bulletin. Vol, 67 (5): 1547-1590

Neves, B. B. (eds) Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca Produções Culturais Ltda., São Paulo, 293–318.

O

Oyhantcabal et al (2005) : The Sierra Ballena Shear zone : kinematics, timing and its significance for the geotectonic evolution of southeast Uruguay.

Oyhantcabal, P, Sigesmund, S. Wemmer K. Frey R. Layer P (2007): Post collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Brasiliano-Pan-African, Uruguay). *Lithos* 98 :141-159

Oyhantcabal, P, Sigesmund, S. Wemmer K. Layer P (2009a): The Sierra Ballena Shear Zone in the southernmost Dom Feliciano Belt (Uruguay) : evolution, kinematics, and deformation conditions. *Int J Earth Sci.* doi:10.1007/s00531-009-0453-1

Oyhantcabal, P, Sigesmund, S. Wemmer K. Passchier W. (2011): The transpressional connection between Dom Feliciano and Kaoko Belts, *International Journal of earth sciences.* (Geol Rundsch) 379-390 Ma

P

Passchier & Trouw (2005): *Microtectonics* - 2nd Ed. Springer. 371pp

Pecoits E, Aubet N, Oyhantcabal P & Sánchez L (2004): Estratigrafía de sucesiones sedimentarias y volcanosedimentarias neoproterozoicas del Uruguay. *Rev Soc Urug Geol*, 11: 18-27.

Pecoits, E., Gingras, M., Aubet, N., Konhauser, K., 2008. Ediacaran in Uruguay: palaeoclimatic and palaeobiological implications. *Sedimentology* 55, 689–719.

Peel E. (2012) : Petrografia, Geoquímica e geocronologia do Complexo Paso del Dragón Nordeste do Uruguai, implicações geotectônicas da evolução do Cinturão Dom Feliciano. Tese de doutoramento- Universidade de São Paulo - 2012

Pettijohn (1957) : *Rocas Sedimentarias* -2da Ed - Eudeba Manuales, Buenos Aires.

Porada, H (1979): The Damara–Ribeira Orogen of the Pan-African–Brasiliano Cycle in Namibia (SW Africa) and Brazil as interpreted in terms of Continental Collision. *Tectonophysics*, 57: 237-265.

Preciozzi F, Basei MAS & Masquelin H (1999b): New geochronological data from the Piedra Alta Terrane (Rio de la Plata Craton), pp. 341-344 de *South Amer. Symp. Isotope Geology*, 2. Córdoba, Abstracts.

Preciozzi F, Basei MAS, Peel E, Sánchez L, Cordani U & Oyhantcabal P (2003): Punta del Este Terrane: Mesoproterozoic Basement and Neoproterozoic cover, pp. 1-789 de *South-American Symposium on Isotope Geology*, 4. Salvador, Short Papers.

Preciozzi F, Masquelin H & Basei MAS (1999a): The Namaqua / Grenville Terrane of Eastern Uruguay, pp. 345-349 de South Amer. Symp. Isotope Geology, 2. Córdoba, Abstracts.

Preciozzi, F y Fay, A. (1988): Memoria explicativa y mapa del fotoplano Pirarajá (F-23) – Dirección Nacional de Minería y Geología, Facultad de Agronomía, Facultad de Humanidades y Ciencias. 15pp.

Preciozzi, F, Spoturno & J. Heinzen, (1979): Carta Geo-Estructural del Uruguay escala 1 : 2.000.000, Ministerio de Industria y Energía – Montevideo – Uruguay.

Preciozzi, F. (1989^a): Lineas estructurales de la secuencia volcano-sedimentaria del Grupo Lavalleya (ciclo brasiliano): región Minas-Pan de Azúcar, Uruguay. Contribuciones a la Geología del Uruguay, Dirección Nacional de Minería y Geología 1: , Montevideo.

Preciozzi, F. (1989b): Litoestratigrafía de la secuencia volcano-sedimentaria del Grupo Lavalleya (ciclo brasiliano): región Minas-Pan de Azúcar, Uruguay. Contribuciones a la Geología del Uruguay, Dirección Nacional de Minería y Geología 2: , Montevideo.

Preciozzi, F. (1989c): Características metalogenéticas de la secuencia volcano-sedimentaria del Grupo Lavalleya (ciclo brasiliano): región Minas-Pan de Azúcar, Uruguay. Contribuciones a la Geología del Uruguay, Dirección Nacional de Minería y Geología 3: , Montevideo.

Preciozzi, F. (1989d): Características petrográficas y metamórficas de la secuencia volcano-sedimentaria del Grupo Lavalleya (ciclo brasiliano): región Minas-Pan de Azúcar, Uruguay. Contribuciones a la Geología del Uruguay, Dirección Nacional de Minería y Geología 4: 1-13, Montevideo.

Preciozzi, F., Masquelin, H., Sánchez, L., (1993): Guía de Excursiones – Primer simposio internacional del Neoproterozoico Cambrio de la Cuenca del Plata. – La Paloma, Uruguay,

Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W. y Rossi, P. (1985): Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000 – Montevideo – (DINAMIGE)

R

Ramirez, P.C., 1998. Provenance studies of the Paleogene Silverado Formation, San Joaquin Hills, Peninsular Ranges. Geological Society of America Abstracts with Programs 30, 60–61.

Ramos, V. (1988) : Late Proterozoic - Early Paleozoic of South America - a collisional history Episodes, 11 (3) 168-174 Journal Article

Rosen, O., Desmons, J., Fettes, D. (2007): Metacarbonate and related rocks - Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version.

Rossello EA, de Santa Ana H & Veroslavsky G (1999): El lineamiento Santa Lucía–Aiguá–Merín (Uruguay): un rifting transtensivo mesozoico abortado durante la apertura Atlántica?.

Boletim V Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil-I Simposio sobre el Cretáico de Sud-América, Serra Negra, pp. 443-448.

Rossello EA, de Santa Ana H & Veroslavsky G (2000): El lineamiento Santa Lucía–Aiguá–Merín (Uruguay): un corredor extensivo y transcurrente dextral preecursor de la apertura Atlántica. *Revista Brasileira de Geociências* 30(4): 749-756.

Rossello E, Veroslavsky, G, Masquelin, H, de Santa Ana, H. (2007) El corredor Juro-cretácico Santa Lucía–Aiguá–Merín (Uruguay): Cinemática transcorrente dextral y controles preexistentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62(1): 92-104

Rossini CA & Legrand JM (2003): Eventos tecto–metamórficos del Grupo Carapé: Un modelo para su evolución Neoproterozoica, pp. 49-67 de Taller sobre la Estratigrafía del Precámbrico del Uruguay, 2. Montevideo (2002). *Rev. Soc. Urug. Geol., Pub. Esp.* nº 1.

S

Saalmann, K., Gerdes, A., Lahaye, Y., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D., Läufer, A., 2011. Multiple accretions at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the pro-longed Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *International Journal of Earth Sciences* 100, 355–378

Salvador, A. (1994): *International Stratigraphic Guide*

Sánchez Bettucci L., Peel E., Masquelin E., (2010): Neoproterozoic tectonic synthesis of Uruguay. *International Geology Review* 52, 51–78.

Sanchez Bettuci, L. Cosarinsky, M. Ramos V. (2001): Tectonic setting of the Late Proterozoic Lavalleya Group (Dom Feliciano Belt), Uruguay: *Gondwana Research* 4, 395-407.

Sánchez L (1998): Evolución tectónica del Cinturón Dom Feliciano en la región Minas–Piriápolis, República Oriental del Uruguay. Tesis Doctoral, FCEN–Univ. Buenos Aires.

Sánchez L, Oyhançabal P, Page S & Ramos VA (2003): Petrography and geochemistry of the Carapé Complex (Southeastern Uruguay). *Gondwana Research*, 6(1): 89-105.

Schermer ER, Howell DC & Jones DL (1984): The origin of allochthonous terranes: Perspective on the growth and shaping of Continents. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 12: 107- 131.

Schmid, R., Fettes, D., Harte, B., Davis, E, Desmons, J. (2007): How to name a metamorphic rock - Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version.

Servicio Geográfico Militar (1973): Carta gravimétrica provisoria, escala 1:100.000. Conv. ANCAP–SGM, memoria, 1 mapa. Montevideo.

Solani Jr E. (1986): Os Dados Geocronológicos do Escudo Sul-Rio-Grandense e suas Implicações de Ordem Geotectonica. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências do IGUSP, São Paulo (inedito).

T

Teruggi y Kilmurray, (1975): Tandilia, 6to Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 55-78

Teruggi y Kilmurray, (1980): Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. Seg. Simp. Geol. Reg. Arg. Acad. Nac. de Ciencias Córdoba, 11: 919-965

U

Umpierre, M. y Halpern, M. (1971): Edades estroncio-rubidio en rocas cristalinas del sur de la República Oriental del Uruguay. Revista de la Asociación Geológica Argentina XXV (12): 138 - 151, Argentina.

USGS (2006). Digital Cartographic Standard for Geologic Map Symbolization - FGDC-STD-013-2006

V

Veroslavsky G (1999): Geologia da Bacia de Santa Lucía-Uruguai. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 152pp.

W

Walther, K. (1911): Las rocas cristalinas fundamentales de los alrededores de Montevideo. Revista del Instituto de Agronomía, (9): 1-39, Montevideo.

Walther, K. (1919): Líneas fundamentales de la Estructura Geológica de la República Oriental del Uruguay. Revista del Instituto Nacional de Agronomía, IIa Serie (3):3-67, Montevideo.

Walther, K. (1920): Ideas Generales sobre la Geología del Uruguay. Revista de la Asociación Rural del Uruguay 49(11): 925-951, Montevideo.

WALTHER, K., 1924. Estudios geológicos y geomorfológicos. Revista del Instituto de historia y Geografía, tomo III No. 1, 72 pág.

Walther, K. (1927): Consideraciones sobre los restos de un elemento estructural, aún desconocido del Uruguay y el Brasil más meridional. Instituto de Geología y Perforaciones. Boletín 10:1-381, Montevideo.

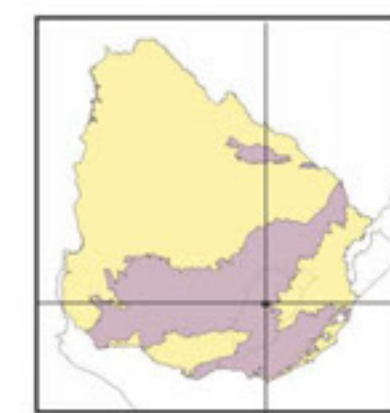
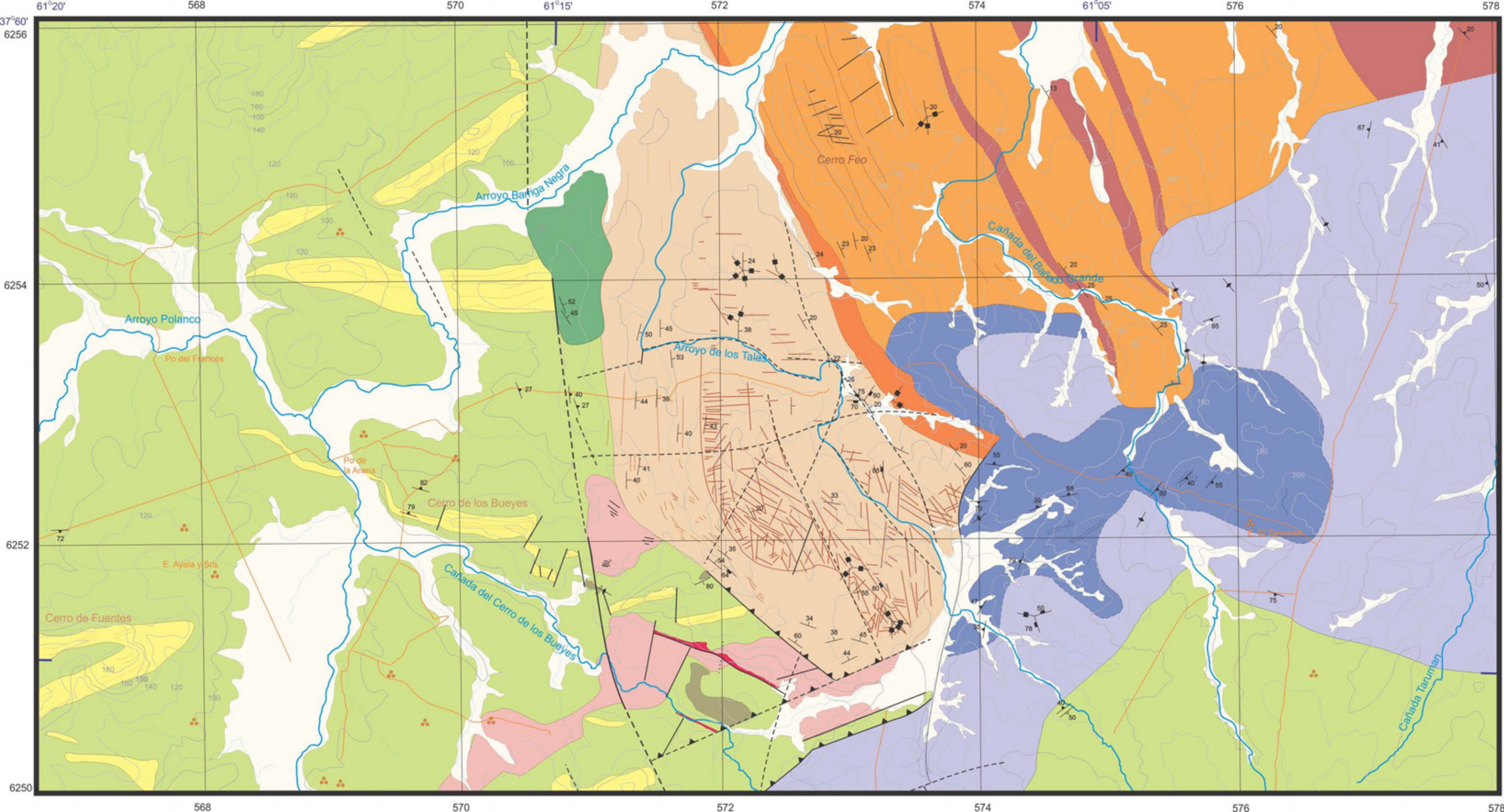
Wilson, JT. (1966): Did the Atlantic close and then reopen? *Nature*, 211: 676-681.

Z

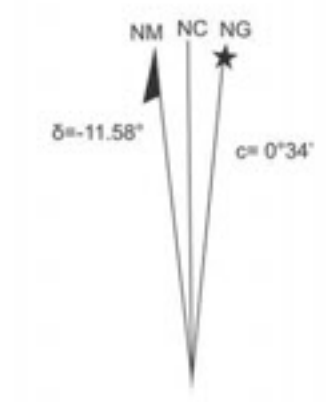
Zambrano JJ (1974): Cuencas sedimentarias en el subsuelo de la Provincia de Buenos Aires y zonas adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29(4): 443-453.

Zhuravlev, A. Yu., Liñan E, Gámez Vintaned J.A. Debrenne, F, Fedorov A.B. (2012) New finds of skeletal fossils in the terminal Neoproterozoic of the Siberian Platform and Spain. *Acta Paleontologica Polonica*, 57, 205-224.

Anexos

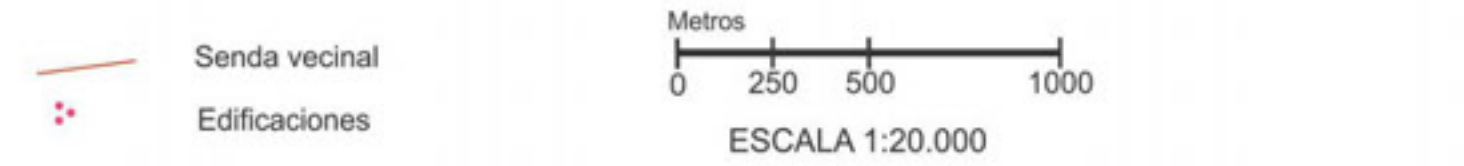


F-24



Geología

- | | | | |
|--|---|--|---------------------------------|
| | Cuaternario | | Contacto conocido |
| | Cuarcitas Cataclásticas | | Contacto indefinido |
| | Diques Rioliticos | | Contacto oculto |
| | Barriga Negra - Miembro Vidal | | Contacto gradacional |
| | Barriga Negra - Miembro Feo | | Falla |
| | Barriga Negra - Miembro Calcareo | | Falla inferida |
| | Barriga Negra - Miembro Clástico inferior | | Falla oculta |
| | Barriga Negra - Miembro volcanoclástico | | Estratificación |
| | Sienita Doña Eustaquia | | Diaclasas |
| | Cuarcitas de los Bueyes | | Foliación en rocas metamórficas |
| | Litodema Polanco | | Foliaciones y estratificaciones |
| | Litodema Tarumán | | |
| | Basamento granito-gneisico | | |



Elementos hidrográficos
 Curso permanente
 Curso intermitente

Elementos hipsográficos
 Curva maestra, simple

Autor: Pablo Núñez Demarco
Tesis de Licenciatura - Licenciatura en Geología
Facultad de Ciencias - Universidad de la República

Anexo 2

resumen de la estratigrafía propuesta por distintos autores para las unidades estudiadas y sus asociadas

	Piedras de Afilar	Cerro Las Ventanas	Sierras de Aguirre	Conglomerados Arroyo Barriga Negra	Conglomerados al Norte del A. Cebollatí	Mármoles de polanco	Areniscas Cerro de los Bueyes y similares
MacMillan 1931-1933	Serie de Minas						
	Sedimentos de Piedras de Afilar			Conglomerados de Barriga Negra			
Lambert '41	Serie de Minas del Uruguay						
Jones '56	Serie de Piedras de Afilar						
Caorsi y Goñi (1958)	Serie metamórfica de Lavalleja					Serie de Polanco	
	Areniscas de Piedras de Afilar						
Goñi (1958) - Goñi & Hofftetter (1964)	Formación Piedras de Afilar (Jones '56)	(?)	(?)	(?)	(?)	Formación Polanco	Serie Metamórfica Lavalleja (?)
Bossi, '66 a Preciozzi, '79	Formación Piedras de Afilar					Grupo Lavalleja	
Coronel et al. '82	Fm. Piedras de Afilar	(?)	(?)	(?)	(?)		
Midot '84	Fm. Piedras de Afilar	Fm. Las Ventanas		Fm. Barriga Negra		Cinturón Epimetamorfico (Gurpo Lavalleja-Rocha) ¿Serie de Minas (?)	

	Piedras de Afilar	Cerro Las Ventanas	Sierras de Aguirre	Conglomerados Arroyo Barriga Negra	Conglomerados al Norte del A. Cebollatí	Mármoles de polanco	Areniscas Cerro de los Bueyes y similares
Preciozzi & Pena (1981)						Unidad Polanco	Unidad Salus
Preciozzi '85	Fm. Piedras de Afilar	Grupo Barriga Negra					
		U. de conglomerados				U. Calco-pelítica (sedimentaria)	U. de areniscas y cuarcitas
Fragoso-Cesar '87	Fm. Piedras de Afilar	(?)	tal vez Fm. B.N.	Formación Barriga Negra		Serie de Polanco	
Fesefeldt '88		Grupo Barriga Negra ¿Preciozzi '85?					
	Serie de Minas (Mac Millan '33)						
Díaz & Albanel (1990)							Cuarcitas
Preciozzi & Fay ' 90	(?)		Grupo Barriga Negra (Preciozzi '85)				
Unidad paso de los Talas			U. Polanco	U. Arroyo del Soldado			
Masquelín y Tabó '90 Masquelín y Pías '89 Masquelín '90			Fm. Sierra de Aguirre				
Bossi & Nabarro '91	Fm. Piedras de Afilar	Brechas de Darwin	Formación Barriga Negra			Grupo Lavalleja	
Campal y Gancio '93			Fm. Cerros de Aguirre				
Masquelín y Sánchez '93	Fm. Playa Hermosa						
Gaucher (1996, 1998)						Grupo Arroyo del Soldado	
						Fm. Polanco (Sedimentaria)	

	Piedras de Afilar	Cerro Las Ventanas	Sierras de Aguirre	Conglomerados Arroyo Barriga Negra	Conglomerados al Norte del A. Cebollatí	Mármoles de polanco	Areniscas Cerro de los Bueyes y similares
Sánchez Bettucci '98	Fm. Piedras de Afilar (Midot '84)	Fm. Las Ventanas (Midot '84)				Gurpo Lavalleja	
						¿Formación Minas?	
Gaucher 2000			Grupo Arroyo del Soldado				
			Fm. Barriga Negra (Midot '84)	?		Fm. Polanco (Sedimentaria)	?
Fambrini 2005			Formación Barriga Negra Cesar '87?	¿Fragoso-		Grupo Lavalleja (Sanchez Bettucci & Ramos '99)	
Cabrera et al. (2014)						Fm. Manguera Azul	
						Fm Polanco	
Núñez Demarco (2014)			Fm. Barriga Negra (Midot '84)			Litodema Polanco	Cuarcitas de los Bueyes
			+ ¿Fm. Las Ventanas y/o Fm. Migues?		?		

(?) se utiliza cuando es inexacta o no es segura la asignacion de esta unidad en el esquema propuesto, debido a la impresicion del autor al definir su unidad y/o por causa de la simplificacion del esquema.

Apéndice 3

Clasificación de Psefitas / Ruditas siliciclásticas

Para describir rocas con granulometría superior a 2mm se recomienda el término derivado del Griego **Psefita** y su equivalente latino **Rudita** substituyendo al termino común **grava y conglomerado** que indica composición u otras características, y que no son estrictamente términos granulométricos. Sin embargo pese a su ambigüedad el término Conglomerado es preferido por muchos autores (Boggs 2009).

La **grava** (alemán: *schotter*, si es gruesa; *Kies*, si es fina; en francés: *gravier*; ingles: *gravel*) es una acumulación no consolidada de fragmentos de roca mayores a los de la arena 2mm según Wentworth (1922).

El material entre 2 y 4mm es denominado **granulo** por Wentworth o *gravilla* o *grava muy fina* (Lane et al., 1947) y ambas nomenclaturas son aceptadas por la USGS, mientras que solo la primera es aceptada por la BGS.

Para tamaños entre 4 y 64mm se utilizan los términos como *guijarro*, *guijas*, o *cantos rodados*, en ingles *pebble*. Sin embargo los términos *guijas*, o *cantos rodados* suelen ser empleados en el lenguaje informal para clastos más grandes. En este texto utilizaremos el término **guijarro**.

En español no hay un término claro para la granulometría entre 64 y 256mm, que en inglés es denominado como *cobble*. Algunos traductores han propuesto el termino *cascajo*, mientras que otros reutilizan los términos *cantos y guijas*. Nosotros utilizaremos **cantos**, en este texto.

Para fragmentos mayores de 256mm el término empleado es **bloque**. (en alemán: *block*; en inglés: *boulder*; francés: *bloc*)

No existe acuerdo general en cuanto al porcentaje de fragmentos de tamaño grava necesaria para que un conjunto merezca tal denominación. De hecho el termino español *grava* connota una mezcla de guijarros, arena y limo (RAE). Para resolver este problema, William 1942 sugirió una definición muy práctica cuando se trata de mezclas con arena (fig. 10B Pettijohn). Para mezclas más complejas, con limo y arena, es recomendable la clasificación de Shepard (1954) modificada por Schlee (1973). En este un sedimento debe estar compuesto por más de 10% de guijarros para ser considerada una grava. El diagrama de Folk (1965) es mucho mas minucioso y enfatiza aun mas la presencia de gravas debido a su utilidad en para determinar la velocidad de la corriente en el momento de depositacion, ya que su presencia es directamente proporcional a la misma.

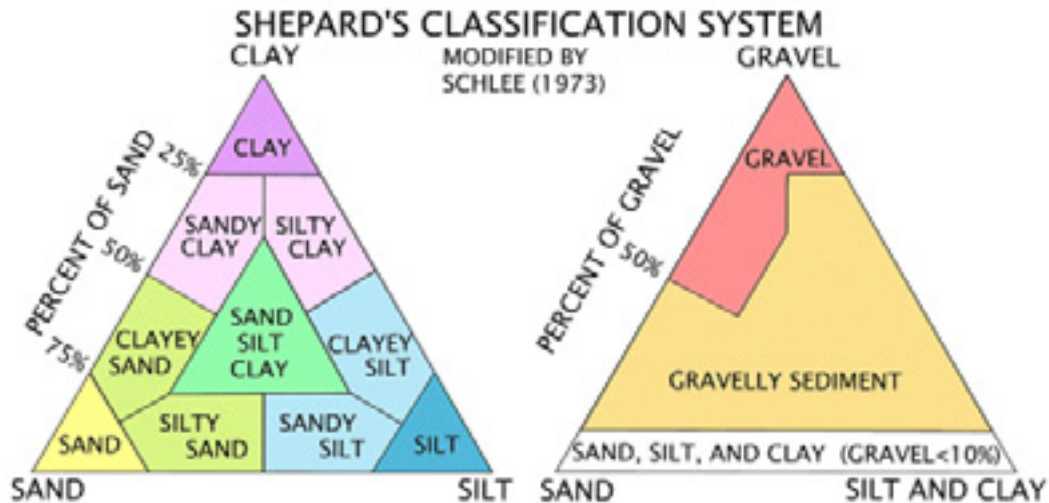


Diagrama de Shepards (1954), fuente USGS

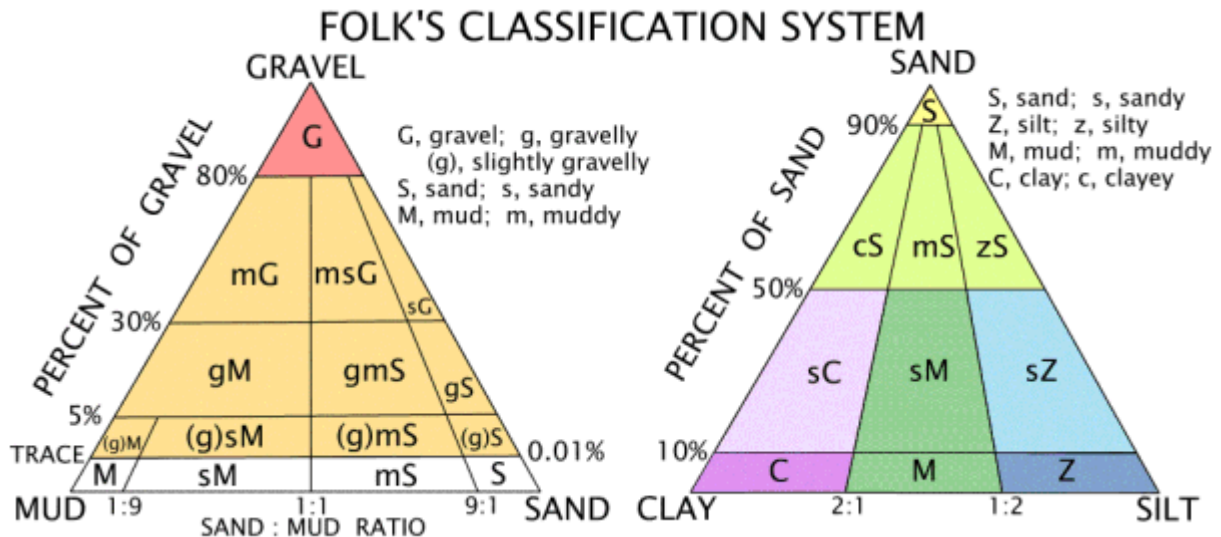


Diagrama Folk

El termino **conglomerado** (alemán *konglomerat*; francés: *conglomerat*; inglés: *conglomerate*) se aplica a gravas consolidadas en las que sus clastos son redondeados a subangulosos.

Las nomenclaturas anteriores suelen ser empleadas con preferencia para clastos redondeados a sub-angulosos. Sin embargo, no existe una nomenclatura clara y establecida para los fragmentos de roca de tamaño mayor a 2mm cuando son angulosos. Esto debido a que las rocas con clastos angulosos suelen tener muy mala selección y presentar gran amplitud de tamaños, sin uno preferente.

Según la BGS (Hallsworth & Knox 1999, ítem 2.3.1) y Flint (1971, p. 154); cuando los clastos de un conglomerado no están ordenados y posee gran amplitud de tamaños, sin ninguno

predominante, debe describirse con el nombre de **diamictita** (ingles: *diamiction*); siempre que más del 25% de los clastos supere los 2mm.

Brecha (alemán: bresche; francés: brèche; inglés: breccia) es el equivalente del conglomerado cuando los fragmentos son angulosos. La BGS no recomienda este término por ser subjetivo y poco consistente entre distintos observadores, al tiempo que la morfología de los clastos no aplica como criterio de clasificación para todas las rocas sedimentarias. A su vez este término es muy amplio y se aplica tanto para rocas de metamorfismo dinámico (rocas de falla), como para rocas ígneas vulcano-sedimentarias.

	Clastos redondeados a subangulosos			Clastos angulosos	
	fragmentos	agregados	Roca consolidada		
256mm	[<i>Boulder</i>] Bloques	aglomerado	Conglomerado	Bloque	Brecha /diamictita
64mm	[<i>Cobble</i>] Canto Guijarro	aglomerado de guijones			
4mm	[<i>Pebble</i>] Guijarro Canto	grava			
2mm	[<i>Granule</i>] granulos	grava			

Calificadores

Para una descripción más detallada de las rocas conglomerádicas se recomiendan agregar una serie de términos calificadores. Para indicar con más precisión el **tamaño de grano** de una roca sedimentaria especialmente conglomerados y rocas en cuyo nombre no está implícito el tamaño de grano, se indica este después del nombre. En ingles se indica como un prefijo al nombre de la roca.

inglés	español
<i>Boulder-grade conglomerate</i>	Conglomerado de bloques
<i>Cobble-grade ...</i>	... de cantos
<i>Pebble-grade ...</i>	... de guijarros
<i>Granule-grade ...</i>	... de granulos
<i>Sand-grade limestone</i>	Caliza con tamaño de grano arena

Obsérvese que en español el término calificador es ambiguo para los términos conglomerádicos medios (*cobble* y *pebble*), por la ambigüedad existente entre los términos canto y guijarro; por lo tanto, para evitar confusiones indicaremos en inglés la granulometría siempre que se considere conveniente.

Para indicar la **variedad de tipos de clastos** se recomiendan los términos

- **Oligomíctico** – para sedimentos clásticos compuestos de solo un tipo de clasto
- **Polimíctico o Petromíctico** - para sedimentos clásticos compuestos de más de un tipo de clasto.

Para indicar la composición de la matriz, se aplican los prefijos

- **Orto-** cuando la matriz es arenosa
- **Para-** cuando la matriz es pelíticas predominantemente

Para describir la **madurez textural**, se toma en cuenta la morfología de los clastos y su grado de selección (según Tucker, 1992):

- **Texturalmente inmadura** – sedimentos y rocas sedimentarias con mucha matriz, selección pobre y clastos angulosos.
- **Texturalmente maduro** – poca matriz, selección buena a moderada y clastos subredondeados a redondeados.
- **Texturalmente supermaduro** – sin matriz, con selección muy buena y clastos muy redondeados

Para describir la **fábrica de los clastos**:

- **Imbricado** – cuando los clastos tabulares o discoidales se superponen unos a los otros marcando una dirección de corriente.
- **Matriz soporte** – clastos de tamaño arena o rudaceos flotando en la matriz.
- **Clasto soporte** - clastos de tamaño arena o rudaceos en contacto entre sí con poca o ninguna matriz.

Para describir la redondez de los clastos en un sedimento o roca sedimentaria se utiliza las categorías de redondez determinados según la BGS.

Desde el punto de vista general, barriga negra puede separarse en 4 unidades litológicas distintivas y características.

- Ortobrecha/Ortoconglomerado gravilloso oligomictico
- Ortoconglomerado oligomictico de bloques carbonaticos y matriz arenosa
- Ortoconglomerado petromictico de bloques y matriz arenosa
- Pelitas y Arenitas líticas y feldespáticas

Anexo 4

Subrutinas

Para el análisis de los datos estructurales se elaboraron varias subrutinas y programas en MatLab®.

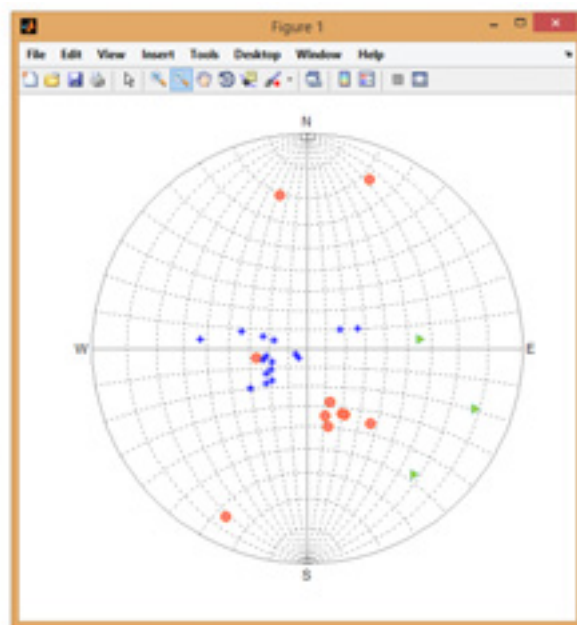
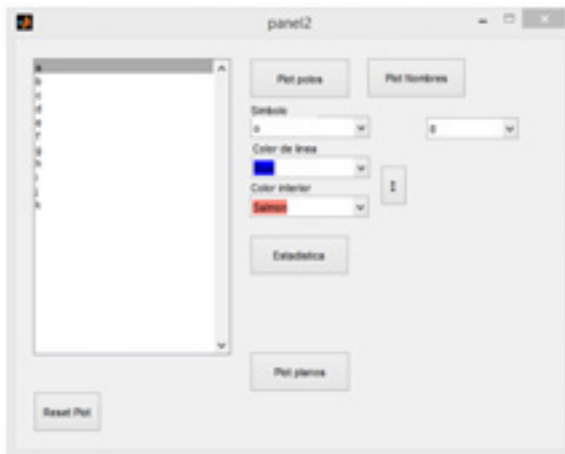
La subrutina básica Wulff.m proyecta la red estereográfica según las ecuaciones de proyección de Wulff.

La subrutina wulff_pole2pole.m determina el polo del plano ingresado.

La subrutina wulff_lines.m grafica el polo en la red estereográfica.

La subrutina fisher.m determina los parámetros estadísticos de un conjunto de polos ingresados, según ecuaciones de fisher.

Las subrutinas básicas fueron combinadas en una interfaz grafica que permite al usuario , discriminar los datos según tipo de roca, graficar los polos o los planos, graficar el número de muestra, editar los parámetros de tamaño, forma y color de los puntos graficados y graficar la media estadística de un conjunto de datos así como su intervalo de confianza $\alpha 95$.



```

% wulff -- Program for plotting a Wulff net
% to plot points, first calculate theta = pi*(90-azimuth)/180
% then rho = tan(pi*(90-dip)/360), and finally the components
% xp = rho*cos(theta) and yp = rho*cos(theta)
% Adapted from Gerry Middleton (1995)
N = 50;
cx = cos(0:pi/N:2*pi); % points on circle
cy = sin(0:pi/N:2*pi);
xh = [-1 1]; % horizontal axis
yh = [0 0];
xv = [0 0]; % vertical axis
yv = [-1 1];
axis([-1 1 -1 1]);
axis('square');

h=plot(xh,yh,'-',xv,yv,'-');%plot green axes
set(h,'color',[0.5 0.5 0.5])

axis off;
hold on;
h=plot(cx,cy,'-'); %plot white circle
set(h,'color',[0.5 0.5 0.5])

psi = [0:pi/N:pi];
for i = 1:8 %plot great circles
    %at 10 deg intervals
    rdip = i*(pi/18);
    radip = atan(tan(rdip)*sin(psi));
    rproj = tan((pi/2 - radip)/2);
    x1 = rproj .* sin(psi);
    x2 = rproj .* (-sin(psi));
    y = rproj .* cos(psi);
    h=plot(x1,y,':',x2,y,':');
    set(h,'color',[0.5 0.5 0.5])
end
for i = 1:8 %plot small circles
    alpha = i*(pi/18);
    xlim = sin(alpha);
    ylim = cos(alpha);
    x = [-xlim:0.01:xlim];
    d = 1/cos(alpha);
    rd = d*sin(alpha);
    y0 = sqrt(rd*rd - (x .* x));
    y1 = d - y0;
    y2 = - d + y0;
    h=plot(x,y1,':',x,y2,':');
    set(h,'color',[0.5 0.5 0.5])
end
axis('square');
set(gcf,'color','w')

text(0,1.02,'N','HorizontalAlignment','center','VerticalAlignment','bottom')
text(0,-1.02,'S','HorizontalAlignment','center','VerticalAlignment','top')
text(1.02,0,'E','HorizontalAlignment','left')
text(-1.02,0,'W','HorizontalAlignment','right')

```

```

function X = wulff_poles(rumbo,buzamiento);
%WULFF_POLES
%Esta función grafica los polos de los planos en una red de wulff
wulff_poles(x,y) grafica el polo del plano de rumbo x y buzamiento y; si
x e y son vectores grafica la familia de polos correspondientes a los
planos (x1,y1) ... (xn,yn)
%
%wulff_poles(x,y,s) donde s es un "character string" que determina el
tipo de línea, punto y color con el que se grafica (análogo al comando
plot)
%
%X=wulff_poles(x,y,...), entrega la matriz con dirección e inclinación de
%los polos.

```

```

a=90-(180-rumbo);
for i=1:length(a)
if a(i)<=0
    a(i)=360+a(i);
elseif a(i)>=360
    a(i)=a(i)-360;
end
end

```

```

b=90-buzamiento;
X=[a b];

```

```
function X =
wulff_lines(rumbo,buzamiento,prop1,prop2,prop2b,prop3,prop3b,prop4,prop4b
);
%WULFF_LINES
%Esta función grafica los datos de líneas en una red de wulff
%
%wulff_lines(x,y) grafica el punto de rumbo x e inclinación y; si x e y
son vectores grafica la familia de puntos (x1,y1) ... (xn,yn)
%
%wulff_lines(x,y,s) donde s es un "character string" que determina el
tipo de línea, punto y color con el que se grafica (análogo al comando
plot)

%coordenadas rumbo y buzamiento corregidas a coo. cilíndricas
theta=deg2rad(90-rumbo);, phi=deg2rad(buzamiento);

%coordenadas x,y,z de los puntos

x=tan((pi/2 - phi)/2).*cos(theta);
y=tan((pi/2 - phi)/2).*sin(theta);
z=sin(phi);

if nargin==2 %NARGIN Number of function input arguments==2 si solo se
ingresa x e y, sin props.
    X=plot(x,y,'k.');
```

```

function M = fisher_media(rumbo,buzamiento);
% Estadísticas de fisher
%
% [media declinación media inclinación alpha95 phy95 phy63 k] =
fisher_media(x,y)
%
%

if length(rumbo)==1
    cprintf('err','Error... el vector ingresado es un escalar\n')
end

% coordenadas rumbo y buzamiento corregidas a radianes
d=deg2rad(rumbo);, %declinación
i=deg2rad(buzamiento); %inclinación

%Calcuoo de coordenadas en la esfera
x=cos(d).*cos(i);
y=sin(d).*cos(i);
z=sin(i);

%Calculo de la media
R=sqrt(sum(x)^2+sum(y)^2+sum(z)^2);
Dm=atan(sum(y)/sum(x));
%Bug en el cálculo de R con ciertas configuraciones de puntos

if sign(sum(x)) < 0 % corrige cuando los rumbos están en el cuadrantes -
x/-y
    Dm=Dm+pi;
end

Im=asin((1/R)*sum(z));

%calculo de coeficiente de presición k
k=(length(x)-1)/(length(x)-R);

%variancia angular %pendiente...
s2=(1/((length(x)-1)))sum(deltai)^2
%donde delta i es diferencia de ángulo entre la muestra i y la media

%desviación angular estándar estimada
phy63=81/sqrt(k);

%dispersión angular delta
delta=acos(R/length(x));
%dispersión angular
phy95=140/sqrt(k);

%Angulo de 95%conciianza
alpha95=phy95/sqrt(R);

M=[rad2deg(Dm) rad2deg(Im) alpha95 phy95 phy63 k];

```