

Trabajo Final

Caracterización litológica y estructural del metaconglomerado de Cerro Figurita, Casupá

Mariano E. Cáceres H.

Tutor: Pedro Oyhantçabal

Tribunal: Dr Enrique Masquellín

Dra Rossana Muzio

Dr Juan Ledesma

Licenciatura en Geología

Facultad de Ciencias

Universidad de La República

Montevideo - Uruguay

2012

Agradecimientos:

A lo largo de este camino recorrido he conocido mucha gente, de las cuales he aprendido y compartido, gente que me ha acompañado de antes y en todo momento, y todos han aportado su granito de arena aún sin saberlo, para ayudarme a crecer como persona y profesional. Son muchísimas personas para mencionar y siento que se me podría pasar algún nombre, por eso quiero darles las gracias a Todos.

Sin embargo, quiero hacer mención especial a mi familia, quien me ha apoyado y alentado continuamente. Bancándome siempre y dando esos continuos empujoncitos para poder terminar. A mi pareja y amiga, mi Dra Pili, quien además de su amor y constante insistencia para que no bajara los brazos, me brindo su enorme paciencia, apoyo, compañerismo y consejos, sin duda un incentivo invaluable y a quien le estoy eternamente agradecido.

A quienes me han brindado su amistad y apoyo en todo momento, gracias Viviana y Gabriela Gubitosi, Patricia Alonso, Mattias Fachelli, Abigail Capeluto, M. Carmen Álvarez, Nora Lorenzo, Federico Caro, Valeria Mesa, así como también a mis compañeros y amigos con los cuales he compartido mucho durante la carrera: Fede Gonzalez y Fede Cernuschi, Bruno Conti, Eduardo Castiglioni, Josefina Marmisolle, Leticia Gonzalez y Manuela Morales.

A Daniel y Julio Olivera De León por su total predisposición para lo que precisara y dejarme entrar al campo en todo momento. A Pablo Leal y Diana Avellaneda, geólogos de la UBA, por su disposición y buena onda para usar el laboratorio de microscopía y la confección de algunas láminas delgadas.

A los docentes que han enriquecido mi conocimiento con sus enseñanzas, y por supuesto a Pedro, mi tutor, por sus consejos y ayuda, su guía y permitirme alcanzar este logro.

Índice

Capítulo I Resumen	6
Capítulo II Introducción	7
II.1 Objetivos	7
II.2 Localización	7
II.3 Materiales utilizados	9
II.3.a Materiales de campo	9
II.3.b Materiales de gabinete	9
Capítulo III Metodología	11
III.1 Orden de tareas	11
III.1.a Trabajo de gabinete 1	11
III.1.b Trabajo de campo 1	11
III.1.c Trabajo de gabinete 2	12
III.1.d Trabajo de campo 2	13
III.1.e Trabajo de gabinete 3	13
Capítulo IV Antecedentes del área de estudio	14
Capítulo V Geología del área de estudio	18
V.1 Caracterización geológica de litologías no conglomerádicas	19
V.1.a metarenisca	19
V.1.b Filita	23
V.1.c Granito	24

V.1.d Granodiorita	25
V.1.e Basalto	28
V.2 Caracterización geológica Del conglomerado	29
V.2.a Matriz Del conglomerado	33
V.2.b Esqueleto del conglomerado	35
V.2.b1 Sedimentarias	37
V.2.b2 Ígneas	40
V.2.b3 Volcaniclástica	44
V.2.c Bancos areniscas tobáceas	47
V.2.d Dique	48
V.2.e Depósitos tobáceos	50
V.3 Ambiente de sedimentación	52
V.4 Mapa Geológico	55
Capítulo VI Geología estructural del área	56
Capítulo VII Estudio de la deformación del conglomerado	59
VII.1 Introducción	59
VII.2 Método de Fry	60
VII.2.a Descripción	60
VII.2.b Metodología	61
VII.2.c Resultados	62
VII.3 Método de Lisle	69
VII.3.a Descripción	69
VII.3.b Metodología	70
Procedimiento para la hoja de cálculo desarrollada por d'Alessio (2002)	71
Procedimiento para la hoja de cálculo desarrollada por Chew (2003)	77

VII.3.c Resultados	81
VII.4 Resultados generales	81
Conclusiones	83
Bibliografía	86
Índice de Figuras	88
Índice de Tablas	92

1) Resumen

Se realizó una caracterización geológica y un estudio de la deformación en los conglomerados del Cerro Figurita mediante los métodos de Fry (1979) y Lisle (1985), además del mapeo de las demás litologías presentes en el área. Los estudios determinaron que el conglomerado es polimíctico, matriz soportado, con predominio de clastos de origen volcánico, sub-redondeados a sub-angulosos, y matriz cuarzosa, tamaño arena gruesa, de granos sub-redondeados a sub-angulosos, clasto sostén, a granos flotantes. Se observó un metamorfismo de grado muy bajo (anquimetamorfismo) y venas de composición traquítica que acompañan la estratificación además de recortarla y recrystalizan parte de la matriz del conglomerado. La estratificación de los conglomerados está verticalizada y plegada, con una foliación $S_1//S_0$ y rumbo $N120^\circ$ en el Cerro Figurita. Hay intercalación de material fangolítico esquistoso, de posible origen volcanoclástico, bancos de metareniscas tobáceas, diques riolíticos y venas de cuarzo que cortan la secuencia, además de depósitos de toba gruesa que se apoyan discordantemente, de forma perpendicular a la foliación sobre el cerro.

Las metareniscas, filitas y metaconglomerados pertenecen a la Fm Paso Severino, los granitos y granodioritas en el área están asociados al Cinturón San José, mientras que los basaltos se presume son parte de la Fm Puerto Gómez de edad mesozoica. Los contactos de las litologías del Cinturón San José son de carácter tectónico y presentan diferencias de intensidad en la deformación, siendo que las filitas están más deformadas que las metareniscas, mientras que los granitos presentan mayormente fracturación y mayor foliación a medida que nos acercamos al límite Este del área y a la Zona de Cizalla Sarandí del Yí.

Los estudios tendientes a establecer la orientación y modulo del tensor de deformación finita se hicieron por medio de varias herramientas informáticas, utilizando los métodos centro a centro de Fry (1979) y Rf/Φ de Lisle (1985). Debido a las características de los métodos, el de Fry es utilizado sobre la matriz del conglomerado mientras que el método de Lisle sobre los clastos del mismo. Los resultados muestran un estiramiento poco marcado en la sección del elipsoide que se midió, del cual se desconoce su forma y módulo por carecer de secciones ortogonales al plano medido para ser estimado.

II) Introducción

II.1) Objetivos

Los objetivos del presente trabajo fueron:

1. La caracterización litológica de los litotipos del Cerro Figurita, en particular de los metaconglomerados. Se estudiaron los clastos presentes en el metaconglomerado (para determinar su variedad composicional) y la matriz, con el fin de su caracterización mineralógica y sedimentaria.
2. Determinar las características estructurales de estas litologías (foliaciones, lineaciones, pliegues, etc.) y las relaciones con las litologías adyacentes (tipos de contactos, fallas, discordancias, etc.) para conocer su interrelación y la historia evolutiva con las litologías colindantes.
3. Evaluar la deformación presente en los metaconglomerados utilizando métodos clásicos, como el de centro a centro de Fry (1979) o R_f/Φ de Lisle (1985).
4. Establecer si los conglomerados son parte de la Formación Paso Severino o corresponden a un evento posterior de depositación.

II.2) Localización

La zona de estudio comprende un área de 72 km² y sus coordenadas límites son 518000 al 530000 mE y 6222000 al 6228000 mN en sistema de coordenadas ROU-USAMS (Elipsoide Hayford (1924), proyección Gauss, meridiano de contacto 55°48'W) Datum Yacaré.

Se encuentra en el límite de los departamentos de Lavalleja y Florida, y casi 2/3 de la zona se ubican sobre Lavalleja. El límite departamental lo marca el Arroyo Casupá el cual fluye de Norte a Sur.

La localidad de Casupá, situada en el kilómetro 110 de la Ruta Nacional N°7, se encuentra a 3 km del límite occidental constituyendo el núcleo urbano de referencia.

Al área se accede a través de un camino vecinal que parte de la localidad de Casupá, el cual brinda accesos a las litologías presentes en el departamento de Florida. Éste camino conecta a 4 km al sur del límite Sur del área con la ruta secundaria N°40, la cual permite el acceso a las litologías presentes en el departamento de Lavalleja incluyendo el Cerro Figurita. A 35 km del límite oriental se halla la ciudad de Minas.

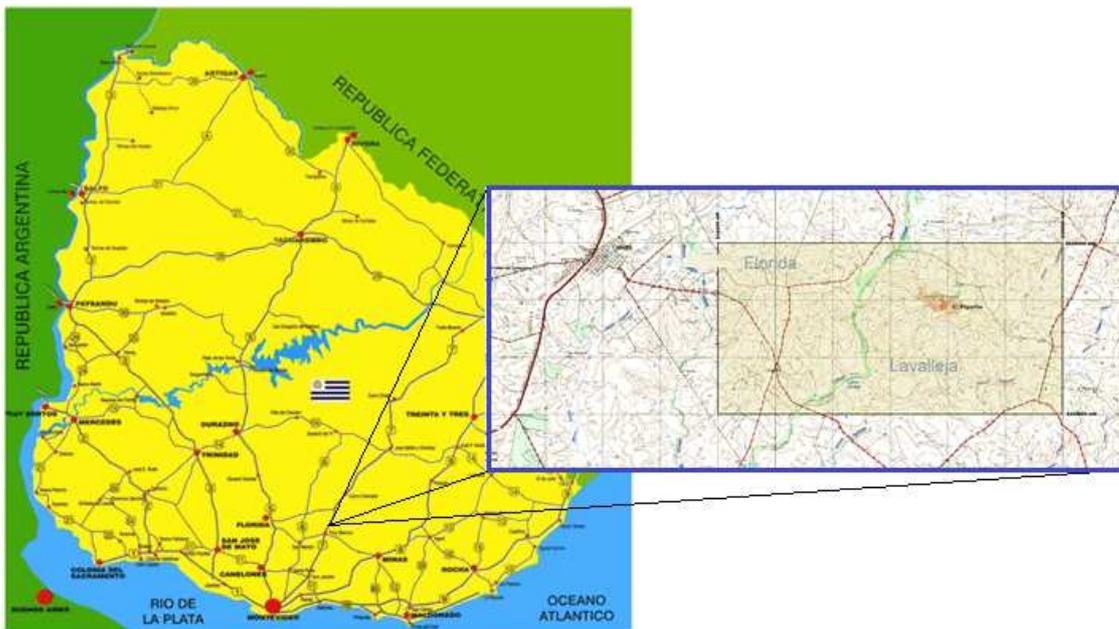


Figura 1 Mapa de localización del área de estudio en la República Oriental del Uruguay

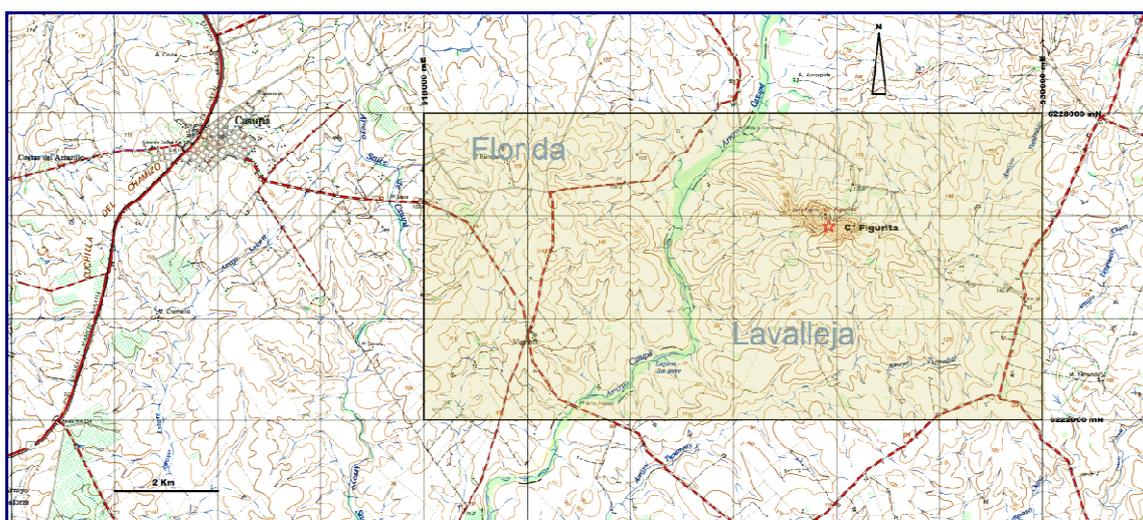


Figura 2 Demarcación del área de estudio sobre una carta topográfica 1:50000 del SGM.

II.3) Materiales utilizados

Para la realización del siguiente trabajo se necesitaron los siguientes materiales en las diferentes fases del trabajo:

II.3.a) Material de campo

- Lupas de 10x y 20x
- Piqueta
- Brújula con clinómetro
- GPS de mano
- Acido clorhídrico
- Lápiz magnético
- Marcador indeleble fino y grueso
- Lápiz de grafo
- Libreta
- Planilla de conteo de puntos
- Mapa cartográfico

II.3.b) Material de gabinete

- Computadora
- Software PhotoScape v3.6
- Software GEOrient ver. 9.5.0
- Software MapInfo 10.5 y Discover 12.0
- Software FryPlotProg (Prakash P. Roday, 2010)
- Planilla Excel Rf_phi_PC.xls (d'Alessio, 2002)
- Planilla Excel Rfphi.xls (Chew, 2003)

- Muestras de mano de las diferentes litologías
- Láminas delgadas orientadas de los componentes del conglomerado y otras litologías.
- Microscopio petrográfico

III) Metodología

Para llevar a cabo el trabajo se hizo necesaria la alternancia entre trabajos de campo y de gabinete, siguiendo un orden pre-establecido, aunque se pudieron realizar variaciones cuando las circunstancias lo ameritaron.

III.1) Orden de tareas.

III.1.a) Trabajo de gabinete 1

- Búsqueda de antecedentes del área de estudio: Se consultó la bibliografía por posibles menciones y estudios del área de trabajo.

III.1.b) Trabajo de campo 1

- Verificación en el campo de la información encontrada en los antecedentes: Con los datos obtenidos de la búsqueda bibliográfica se procedió a comparar con la observación de campo para lograr un mayor entendimiento de la historia geológica del área.
- Mapeo geológico a escala 1:20.000 y toma de muestras para descripción más detallada y realización de láminas delgadas: Se tomaron muestras orientadas de matriz y de clastos del conglomerado, las litologías intercaladas y los litotipos que están en contacto con él para un estudio más detallado en láminas delgadas y poder caracterizarlo petrográficamente. A su vez se realizó un mapeo geológico a semidetalle a escala 1:20.000.
- Se realizaron 4 líneas de 16 paradas cada una para un conteo de porcentaje de clastos y matriz (hasta 100 puntos de conteo en cada parada): Las líneas son perpendiculares al rumbo general del Cerro Figurita (el cual es similar al rumbo de la S_1) y en el cual se ubican las líneas de conteo por presentar la mayor cantidad de afloramientos. Las líneas poseen rumbo N220° y los puntos están ubicados cada 40m en la horizontal para evitar la distorsión del relieve del terreno. Los puntos de conteo fueron hechos sobre los afloramientos, cuando la calidad de éstos lo permitieron, principalmente una buena exposición de los clastos; de no poder contarse todos los puntos en un afloramiento continuo se usó un radio de 20m para completar el conteo con áreas aflorantes

vecinas. Se dan casos que en ese rango de distancia no existieron afloramientos o son de muy mala calidad, por lo que la cantidad de puntos disminuyó. Los puntos fueron medidos colocando una lámina de plástico flexible (de las usadas en los retroproyectores de transparencias) la cual poseía una malla cuadrada de puntos con una separación de 3cm, debido a que es el tamaño predominante en los clastos observados en primera instancia.

- Se realizó la medición de clastos que fueron utilizados en el Método R_f/Φ (Lisle, 1985): tomando como plano de medición un plano horizontal paralelo a la superficie, se procedió a medir los ejes mayores, paralelos a la foliación principal, y los ejes menores, además de la desviación del eje mayor respecto al Este, utilizando como referencia una línea imaginaria de rumbo E-W. Para el presente trabajo no fue posible disponer de secciones verticales que pudieran ayudar a estimar el elipsoide de deformación, por lo tanto las medidas obtenidas solo nos darán una elipse de deformación que corta a un elipsoide del cual desconocemos su forma y módulo. Otra limitante surgida durante la colecta de datos fue la heterogeneidad litológica del material clástico, ésta variable induce a un error en la interpretación de los datos una vez estudiados, debido principalmente a las diferentes respuestas frente a la deformación de cada tipo litológico (reología)

III.1.c) Trabajo de gabinete 2

- Se caracterizaron los clastos observados en las muestras de mano: se hizo una primera caracterización de los clastos mediante la observación con lupa de mano.
- Se prepararon láminas delgadas orientadas de matriz para la utilización del Método de Fry (Fry, 1979b) así como de los clastos para obtener una buena distribución de abundancia de litologías de proveniencia en el conglomerado y una mejor caracterización: se utilizó la matriz para el método de Fry debido a su homogeneidad composicional, evitando de esta forma diferencias debido a las diferentes reologías entre clastos de naturaleza diversa frente a un mismo esfuerzo. Mediante el microscopio se caracterizó petrográficamente cada clasto para definir mejor los litotipos presentes y luego realizar una estadística por litotipo clástico que permitiese obtener un porcentaje de su abundancia relativa en el conglomerado.
- Medición de los ejes de la elipse de deformación y su orientación en el plano X-Z con los métodos cuantitativos de análisis de la deformación finita (Lisle, 1985) y (Fry, 1979b): Las medidas de campo se utilizaron en planillas Excel $R_f/\phi_PC.xls$ (d'Alessio, 2002) y $R_f\phi.xls$ (Chew, 2003) para obtener la medida de deformación mediante el método de Lisle

mientras que con fotos de las láminas delgadas de la matriz del conglomerado se obtuvo la medida con el método de Fry, utilizando el software FryPlotProg (Prakash P. Roday, 2010)

III.1.d) Trabajo de campo 2

- Se recorrió la zona para una mejor comprensión de los datos obtenidos mediante la caracterización litológica y los métodos de estudio de la deformación.
- Se tomaron muestras adicionales para complementar los resultados anteriormente obtenidos.

III.1.e) Trabajo de gabinete 3

- Se complementó la información que se tiene de la zona con las nuevas muestras y la nueva revisión de los afloramientos.

IV) Antecedentes del área de estudio

El área de estudio se encuentra enmarcada dentro de lo que es definido como Cinturón San José (Preciozzi et al. 1991). Este Cinturón está compuesto por una asociación vulcano-sedimentaria definida como Fm Paso Severino (Bossi, 1966) y plutones asociados.

La Fm Paso Severino está definida como una asociación vulcano-sedimentaria donde tenemos una secuencia sedimentaria que predomina en la parte estratigráficamente inferior, compuesta por pizarras negras carbonosas, filitas sericíticas, algunos calcáreos, y metaconglomerados desarrollados en el extremo oriental del Cinturón San José, aunque también aparecen en la zona de Guaycurú algunos conglomerados matriz soportados, intercalados con cuarcitas, metagrauvas y pelitas. Los metaconglomerados son matriz soportados, con clastos decimétricos redondeados y matriz arenosa, se interstratifican con metapelitas negras y muy escasas metalavas; los afloramientos de metaconglomerados serían flancos de pliegues verticales con S_0/S_1 (Bossi, 2001). La secuencia volcánica está constituida por prasinitas, metabasaltos, metacineritas, y metakeratófiros (Bossi, 2001). Hacia el W de su área tipo en el Depto. de San José se observa una disminución relativa de los metabasaltos aumentando la presencia de metavulcanitas ácidas; hacia el E la secuencia culmina con metaconglomerados, metagrauvas y metacineritas los cuales son recortados por fosas tectónicas cretácicas y segados por la Zona de Cizalla de Sarandí del Yí. La edad de las metariolitas de Paso Severino, por el método U/Pb SHRIMP II da un valor de 2145 ± 21 Ma (Bossi, 2001), que representa la edad de efusión de las lavas y de la sedimentación intercalada de la secuencia.

En la revisión que hacen (Oyhantçabal et al. 2011) la Fm Paso Severino se encuentra al norte de la Zona de Cizalla Cufre y es una sucesión vulcano-sedimentaria plegada, con metamorfismo en facies esquistos verdes. La formación es dividida en sectores de rumbo NE y NW debido a la influencia de zonas de cizalla sinestrales ENE y conjugadas NNW dextrales. Predominan las metapelitas y raramente los mármoles dolomíticos y las formaciones de hierro bandeado. Las rocas metavolcánicas incluyen metabasaltos, metandesitas, metadacitas y metatufos. Se encuentra dentro del Cinturón San José, el cual está compuesto de rocas de bajo a medio grado metamórfico y flanquean un rift mesozoico (cuenca Santa Lucía). Originalmente tomado como dos cinturones metamórficos diferentes: Montevideo y San José (Bossi et al. 1993b) y pese a conformarse cada uno por rocas metamórficas de grado diferente, son ahora considerados, basándose en la proximidad geográfica, la similitud de tendencia estructural y las edades U-Pb como pertenecientes a un único cinturón,

interrumpido por el desarrollo de un rift mesozoico. El nombre de Cinturón San José es preferido debido a la mejor exposición en los alrededores de la ciudad de San José (Oyhantçabal et al. 2007b). Se reconocen dos eventos de deformación en el Cinturón (Campal, 1990; Preciozzi et al., 1993); Oyhantçabal et al. 2007b). El último evento es asociado con granitos sin-tectónicos y los mencionados sistemas de cizallas conjugadas. Edades U-Pb SHRIMP en circones de una metadacita de la Fm Paso Severino arrojó una edad de 2146 ± 7 Ma. (Bossi, 2001; Santos et al. 2003). Esta edad coincide con la edad de cristalización magmática de los protolitos metamórficos en una escala regional en el Cratón del Río de La Plata (2.22 a 2.1 Ga.)

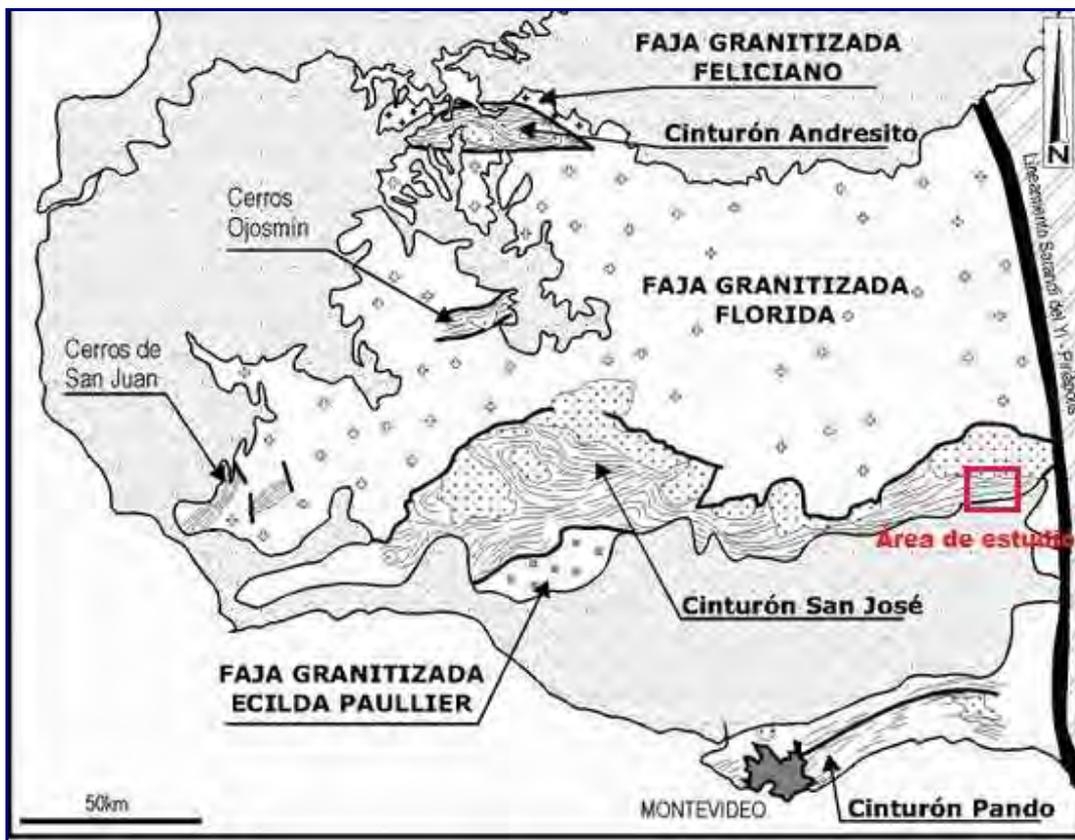


Figura 3 Esquema del Terreno Piedra Alta donde se observa el área de estudio enmarcada dentro del Cinturón San José. Bossi & Ferrando (2001), Carta Geológica del Uruguay, escala 1:500000.

Dentro de lo que son las intrusiones asociadas predominan las granodioritas y tonalitas con menores proporciones de granitos y gabros.

El “Complejo Isla Mala”, definido por (Bossi & Piñeyro, 1996) toma su nombre de un área estudiada por (Preciozzi & Bourne, 1993) y es llamado posteriormente Suite Isla Mala (Bossi & Ferrando, 2001). Está constituido por granodioritas con biotita y hornblenda, de grano medio a grueso, con ocurrencias de dioritas y granitos. En su definición determinan su estructura

como un domo con bandeado litológico y sumamente relacionado con la roca caja, con presencia de xenolitos, septos, *roof pendants*, etc. Hay además gabros a hornblenda, relacionados genéticamente (mixing) a las tonalitas y granodioritas del área (Schipilov et al. 1998). Se los reconoce en Cerro Rospide, cuenca del A° Carreta Quemada y Reboledo. Dataciones U/Pb SHRIMP en zircones (Bossi et al. 1999; Hartmann et al. 2000) de tonalitas y granodioritas del “Complejo Isla Mala” dan edad de cristalización magmática de 2074 ± 6 y 2065 ± 9 Ma, edad de cristalización del magma.

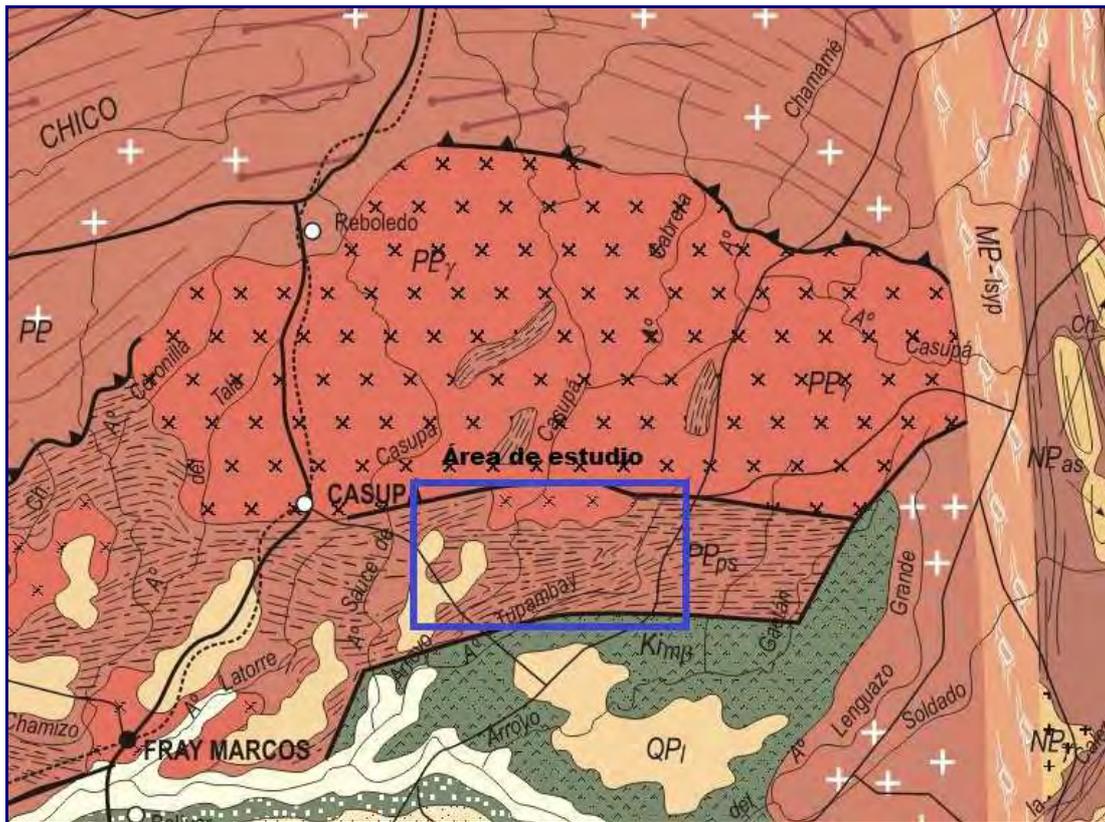


Figura 4 Se observa el área de estudio sobre la Carta Geológica del Uruguay de Bossi & Ferrando (2001). La litología principal que ocupa la zona es referenciada como faja metamórfica, al Sur Fm Mariscal (= Fm Puerto Gómez) y al Norte Granitoides sin-tectónicos, además aparecen restos de Fm Libertad, apoyada sobre la faja metamórfica. Fuera de área de estudio, al Norte de los granitoides se observan la faja granito-gneissica y todo cercenado por la Zona de Cizalla de Sarandí del Yí que corre con rumbo N-S. Los nombres de referencia fueron tomados de la propia Carta Geológica del Uruguay de donde fue tomada la imagen.

El “Complejo Guaycurú” es un complejo intrusivo bimodal separado en dos cuerpos denominados Mal Abrigo y Mahoma respectivamente. Según el relevamiento de Piñeyro & Bossi (1998) la estructura del cuerpo fue interpretada como buzante hacia el NW definiendo un facolito discontinuo emplazado en el corazón de un megapliegue del Cinturón metamórfico. El granito de Sierra de Mahoma presenta una edad Rb/Sr en roca total de

1998±35 Ma (Umpierre & Halpern, 1971). Para el gabro de Mahoma, Oyhantcabal et al. (1990) determinan una edad K/Ar en plagioclasa de 2033±44 Ma

Mutti et al. (1996) y Bossi et al. (1996) interpretan la secuencia del Cinturón San José como un Greenstone Belt. Estos autores sugieren una evolución de las metavolcánicas que van de basaltos komatiíticos (cuerpos nunca hallados) a términos más riolíticos. La ausencia de estructuras pillow y la conservación de estructuras vacuolares en los basaltos, sumado a las características de los sedimentos (con dominio de litologías finas) llevan a pensar en un ambiente marino somero pero alejado de las áreas costeras o de aporte. Las turbiditas y conglomerados serían generadas ante algún rejuvenecimiento tectónico. Una posterior tectónica compresiva muy intensa de dirección general NS determinó el desarrollo de las distintas discontinuidades que enfrentan rocas de distintos grados de metamorfismo. La edad de este evento sería de una edad mayor a 1786 Ma ya que esta es la edad del Haz de diques del Piedra Alta, diques de microgabro datados con Ar^{39}/Ar^{40} dando valores de 1786±2 Ma (Renne, 1991) y U/Pb en baddeleyita de 1790±5 Ma (Halls et al. 2001). Los diques poseen un rumbo general N060° desarrollándose principalmente en la Faja Florida, en el extremo oriental sufren una flexión modificando su rumbo primero a E-W y luego a N120°. Serían el producto de un evento distensivo en un área ya cratonizada. El evento que provoca la flexura del Haz de Diques así como el corte y flexión del Cinturón San José ocurrió hace 1300 Ma como una zona de cizalla dextral (Lineamiento Sarandí del Yí) (Bossi & Campal, 1992) de rumbo N-S. Este lineamiento a su vez constituye el límite entre el Terreno Piedra Alta y el Terreno Nico Pérez. Hay una reactivación de carácter sinistral durante el Brasiliano.

V) Geología del área

Para el presente trabajo se hizo una breve descripción de las litologías que acompañan al conglomerado pero sin profundizar en su descripción, solo una caracterización básica que ayuda al mapeo y su separación litológica.

Mesozoico

- Basaltos Fm Puerto Gómez
- Riolitas y tobas Fm Arequita?

Paleoproterozoico

- Granodiorita
- Granito
- Fm. Paso Severino
 - Metaconglomerados
 - Metareniscas
 - Filitas

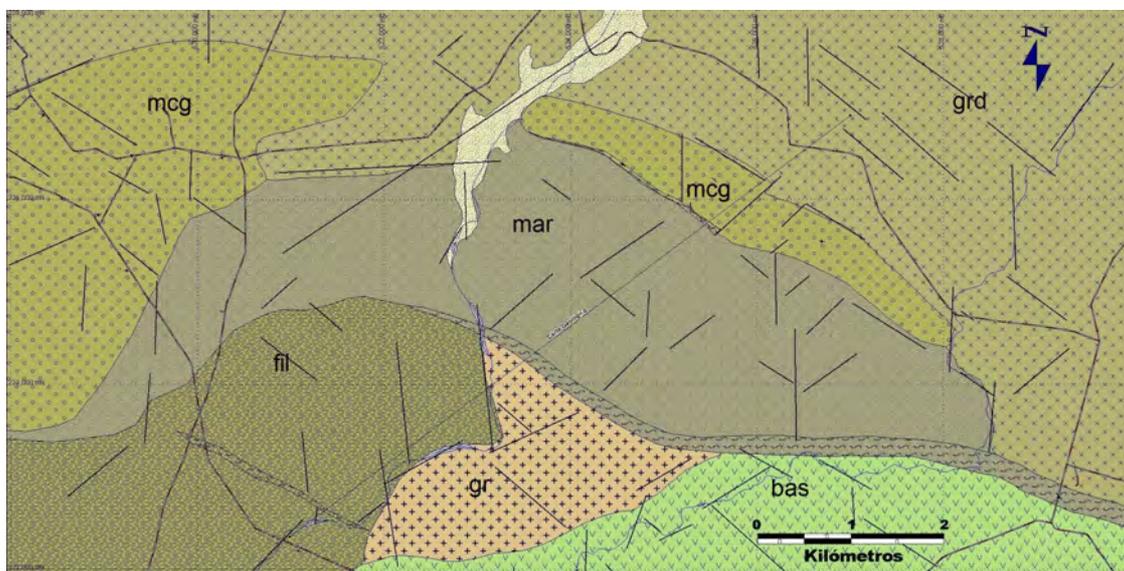


Figura 5 Distribución de las principales litologías halladas en el área de estudio: mco: metaconglomerado; mar: metarenisca; fil: filita; grd: granodiorita; gr: granito; bas: basalto.

V.1) Caracterización Geológica de litologías no conglomerádicas.

V.1.a) Metarenisca

Son metareniscas de grano medio a fino, muy bien seleccionada y muy consolidada. Sus granos son de de alta esfericidad y subredondeados. De composición cuarzosa (90%) y líticos 1%, su cemento es silíceo contituyendo un 5-10% del total de la roca. Los contactos entre los granos de tipo cóncavo-convexo.

Presenta estratificación planar y cruzada de pequeño porte. Las zonas más cuarcíticas generan altos topográficos debido a su resistencia a la erosión.

Las metareniscas están ubicadas en el centro de la zona estudiada. Mientras que al Noreste limita con los conglomerados separadas por fallas en la zona del cerro Figurita, aquí es donde en las coordenadas 525500 mE, 6225700 mN se observa un granito de sintectónico de un ancho de hasta 5 m y unos 10-15 m de largo. En la zona Oeste su contacto aparece cubierto. Sus límites Sur con el granito en la zona Este se trata de una falla de rumbo aprox. E-W donde la metarenisca aparece cuarcitizada, mientras que hacia el Oeste está en contacto con las filitas cuyo limites con ésta se encuentra cubierto. Al Este las metareniscas parecen desaparecer en fallas N-S y no se las observa contra el borde oriental del área de trabajo. Hacia el Oeste también están cubiertos sus límites aunque se la reconoce cerca de la localidad de Casupá en pequeñas intercalaciones con el metaconglomerado y las filitas.



Figura 6 Estratificación planar en metarenisca, muy silicificada y con cavidades de disolución y relleno de hematita.



Figura 7 metarenisca muy silicificada (cuarcita) ubicada en el borde Sur del cuerpo, estructura borrada y presenta recristalización.



Figura 8 Estratificación cruzada en afloramiento de metarenisca, muy próximo al metaconglomerado.

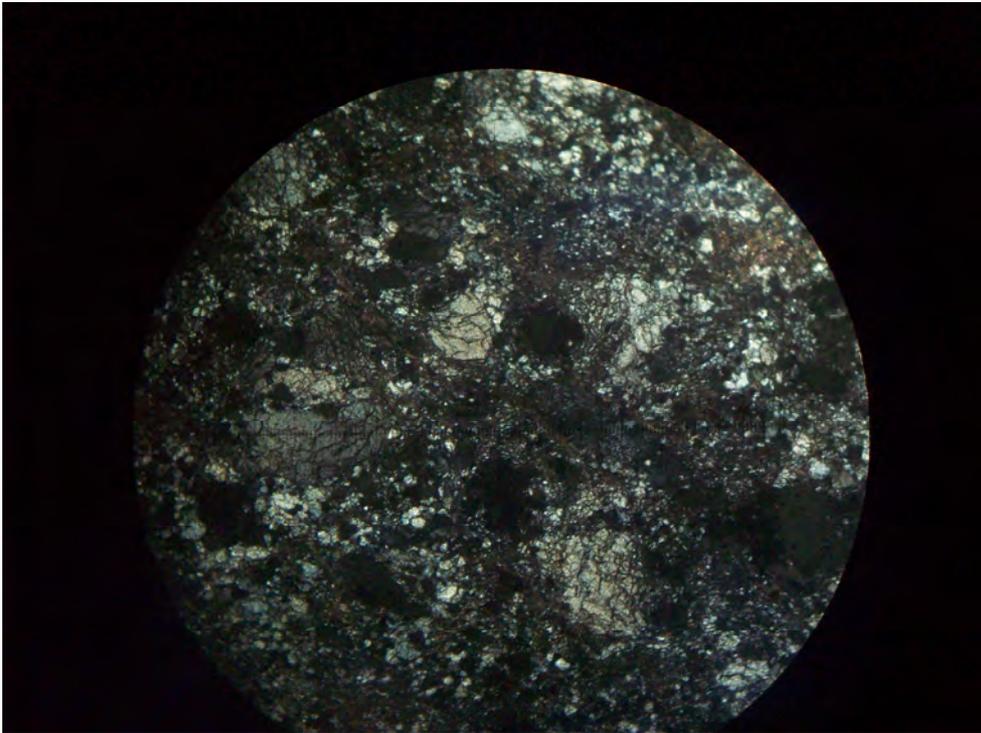


Figura 9 Corte petrográfico de una metarenisca (cuarcita) en LP mostrando los granos de cuarzo fracturados por recristalización y una leve foliación. Diámetro de campo: 4 mm.

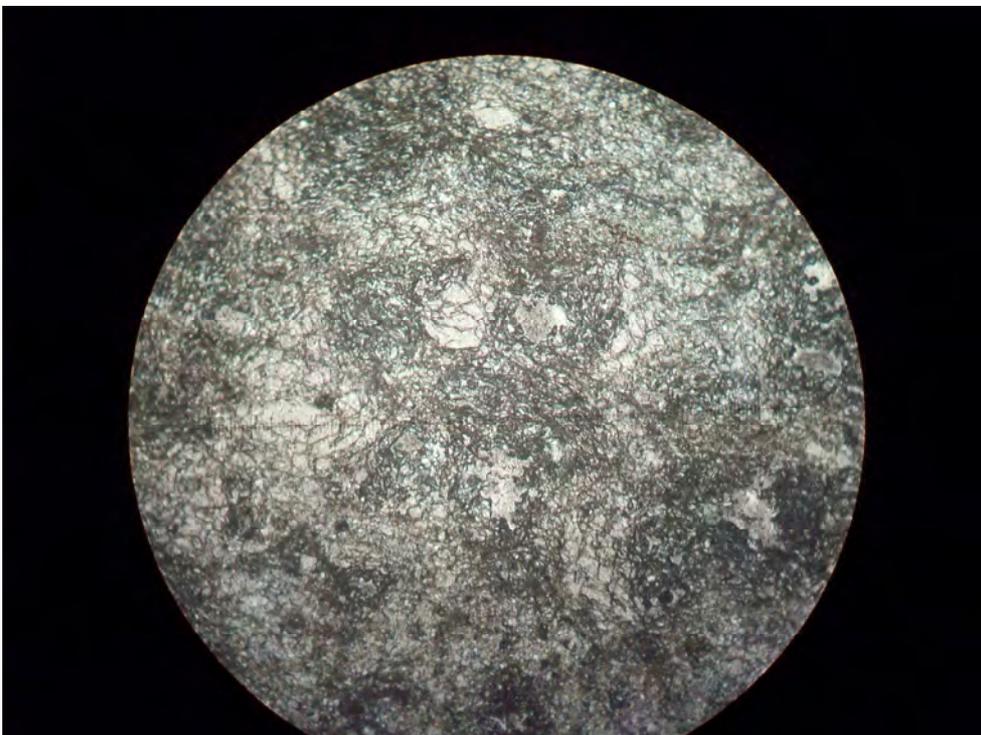


Figura 10 Vista en LN del corte de la figura 9. Diámetro de campo: 4 mm

V.1.b) Filitas

Se trata de una roca esquistosa con láminas de oxidación y reducción de espesores variables. Aparecen intercaladas con capas de metareniscas medias a gruesas de espesores centimétricos y con colores grises (Figura 12). Su friabilidad es variable en los diferentes afloramientos tornándose más resistente cuando aparecen junto a las capas de metarenisca (Figura 12). Hay una fuerte sericitización y se observan trazas de pirita diseminada. El rumbo predominante de la esquistosidad es N110, 70°SW.

Se encuentra en el límite sur del Cinturón San José. Sus mayores exposiciones se encuentran en los cauces de arroyos, principalmente el A° Casupá en el Paso de los Troncos junto al camino que lleva a la ciudad de Casupá. Su límite Norte es con un granito y con metareniscas pero no se observa en el campo. Al Este y Sur aparecen cubiertas por lavas cretácicas dentro de fosas tectónicas. Hacia el Oeste se extienden más allá de los límites de la zona, reconociéndolas cerca de la localidad de Fray Marcos, a 10 km. al SW de la localidad de Casupá.



Figura 11 Filita. Muestra tomada a unos 200 m. de Paso de los Troncos en el Dto, de Lavalleja.



Figura 12 Afloramiento de filita en el arroyo Casupá. Se puede observar la intercalación de metarenisca de 4-5 cm de espesor con la filita. La filita, más tenaz, presenta mayor relieve que la metarenisca que es más susceptible a la erosión. Mar: metarenisca; Fil: filita.

V.1.c) Granito

Es un granito de grano medio, masivo, con biotita y muscovita, no presenta enclaves máficos.

Ubicado al Este del A° Casupá, su límite Norte con la metarenisca es una falla de rumbo aprox. E-W, mientras que el límite Sur con la filita no se observa. Es parcialmente cubierto por lavas Cretácicas al Este y Sudeste y no se observa su contacto Oeste. Es un granito de grano medio, masivo, con biotita y muscovita, no presenta enclaves máficos.



Figura 13 Muestra del granito a dos micas presente al Sur de las metareniscas. No aflora mucho y se encuentra moderadamente meteorizado.

V.1.d) Granodiorita

Es una granodiorita de grano grueso con plagioclasas con zonación discontinua y oscilatoria. Tiene enclaves microgranulares máficos con deformación plástica.

Se encuentra al norte del Cinturón San José y posee un contacto de tipo intrusivo con éste, generando un leve plegamiento e inyección de fluidos en el conglomerado, acompañando la estructura así como cortandola. Sus límites Oeste se encuentran cubiertos aunque se la reconoce al Oeste de la localidad de Casupá. Hacia el Este se la puede ver en el límite oriental del área, más silicificada y afectada por foliaciones N-S. El cuerpo está definido como parte de la "Suite Isla Mala" (Bossi & Ferrando, 2001)

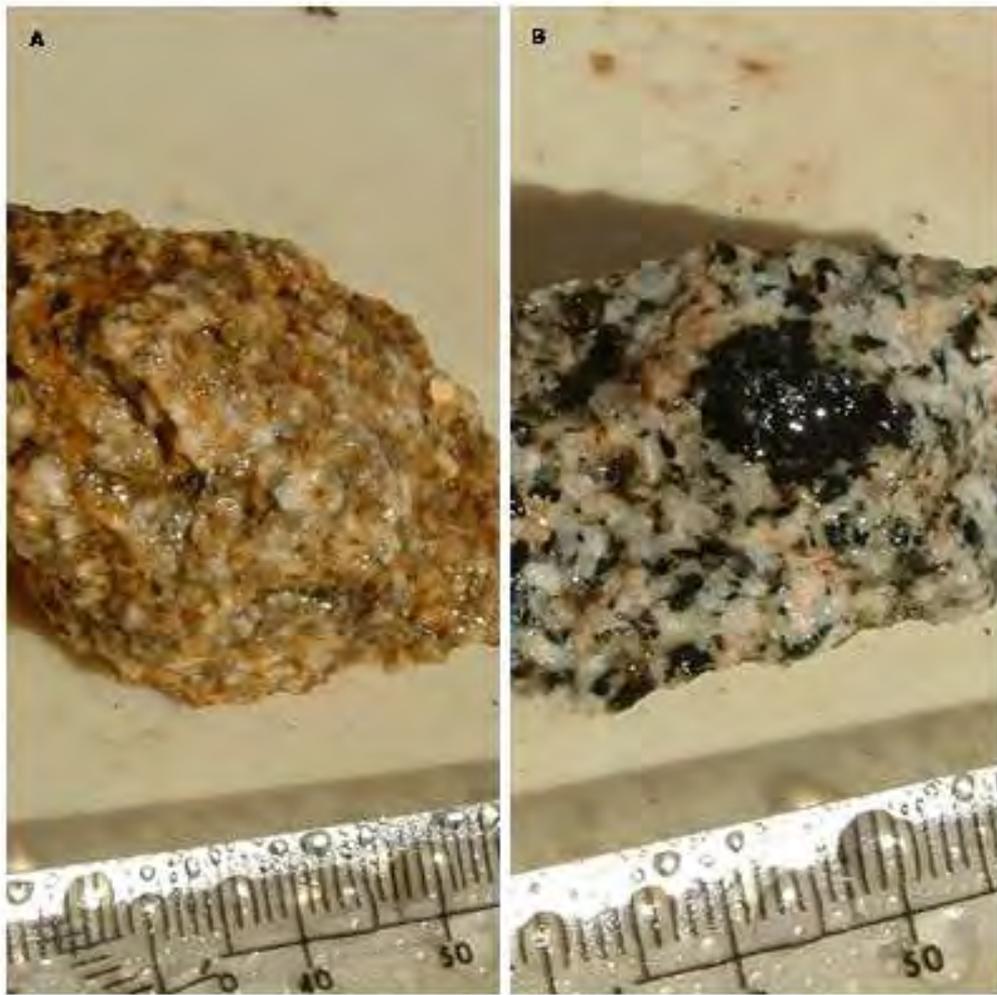


Figura 14 Dos muestras de la granodiorita que limita al Norte del metaconglomerado. Se la puede encontrar meteorizada principalmente cerca de cauces de agua como se observa en la muestra A, como también muestras frescas en forma de bochas aflorando en los campos.



Figura 15 Muestra de granodiorita en el límite Este del área. Muestra cloritización y foliación.



Figura 16 Afloramiento de la granodiorita donde puede observarse los enclaves microgranulares máficos con deformación plástica.

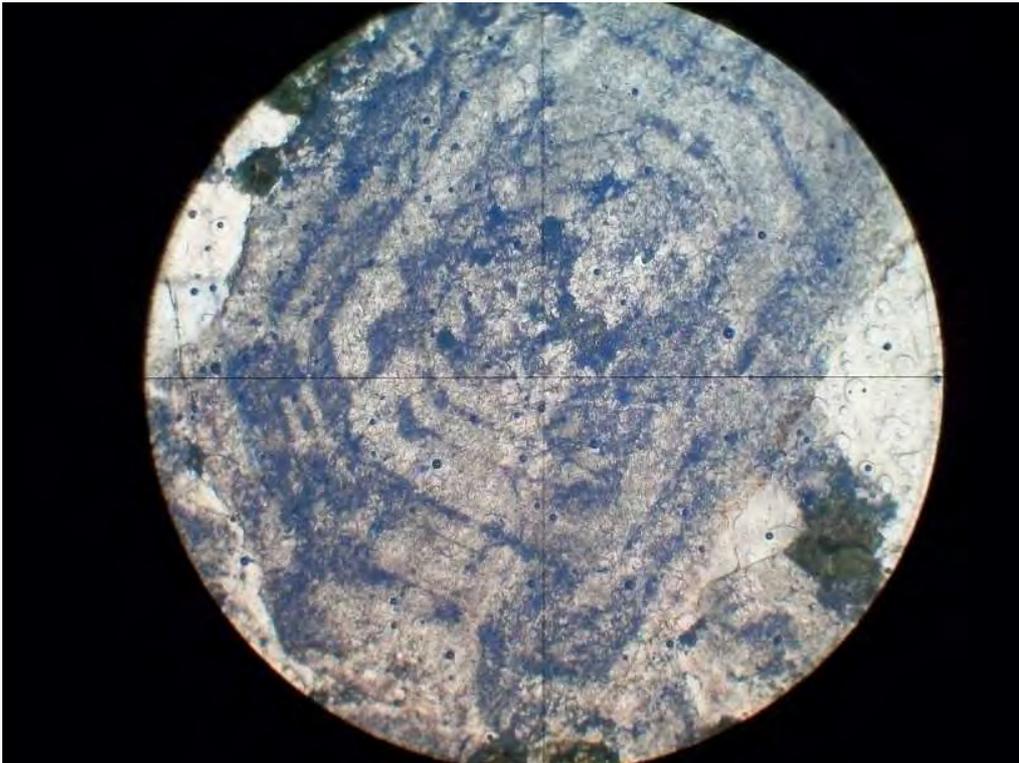


Figura 17 Plagioclasa zoneada en lámina delgada y LN. Las bandas oscuras corresponderían a plagioclasa más rica en anortita mientras que las claras a plagioclasa más rica en albita, es una zonación discontinua y oscilatoria. Diámetro de campo: 4 mm.

V.1.e) Basalto

Se trata de un basalto melanócrata, hipocristalino, porfirítico, con cristales olivínicos en una matriz afanítica con piroxeno y plagioclasa. De estructura masiva con amígdalas rellenas y recortes de venillas de composición calcítica y ceolítica

Se encuentra apoyado sobre las filitas y el granito, y es producto de efusiones Cretácicas. Se presume su pertenencia a la Fm Puerto Gómez.



Figura 18 Muestra del basalto cretácico mostrando los recortes de venillas carbonáticas y su textura masiva. Aflora junto al camino que lleva a Casupá, se halla en un alto topográfico y desaparece antes de llegar al A° Tupambay

V.2) Caracterización geológica del conglomerado

La caracterización geológica del conglomerado se basó en la descripción de 52 láminas delgadas, conteniendo múltiples clastos en muchas de ellas, y las observaciones de campo hechas para la realización del mapa base, así como para el conteo y medida de clastos llevados a cabo para los métodos de medición de elipses de deformación. De esta forma se pudo obtener la composición y características morfométricas y mineralógicas de la matriz además de clasificar petrográficamente una buena cantidad de clastos para el porcentaje final en lo que respecta a la diversidad petrográfica del conglomerado. Se analizaron también las litologías inmersas en él por estar estrechamente vinculadas.

Se trata de un conglomerado matriz soportado con hasta un 60% de matriz arenosa a gravilosa (porcentaje aproximado, debido al enmascaramiento de la granulometría más fina), porcentaje que se distribuye de manera heterogénea por todo el metaconglomerado. Los clastos son en su mayoría volcánicos y piroclásticos aumentando la proporción de clastos metapelíticos hacia el Oeste.

También hacia el Oeste se observa la intercalación de material muy fino, de textura limosa o fangolítica. Se pueden observar venas de composición traquítica que acompañan y recortan la estratificación y recrystalizan parte de la matriz del conglomerado en su límite Norte. Hacia el Este, propiamente sobre el Cerro Figurita, se da la intercalación de bancos de material tamaño arena media con estratificación cruzada así como la presencia de pequeños cuerpos de toba gruesa, con la estratificación cruzada en discordancia erosiva sobre la S_0 del conglomerado. Permitiendo establecer un criterio de tope-base estratigráfico. El tamaño de los clastos del metaconglomerado es variable, desde gránulos hasta bloques, aunque la presencia de los primeros sólo se observa mediante lámina delgada y su conteo en el campo se hace muy difícil, confundiendo con la matriz. Por lo tanto la proporción de tamaños de clastos se expresará en base a la observación de campo sobre los clastos medidos para los métodos de Fry y de Lisle. De lo observado en el campo, un 73% de los clastos son de tamaño guija y un 23% tamaño guijarro, el 3% restante lo constituyen bloques que alcanzan hasta 40 cm de largo. Los clastos de tamaño guija se presentan redondeados a sub redondeados mientras que los términos más próximos a guijarro tienden a mostrar mayor angulosidad, algunos cercanos a los límites litológicos presentan cierta deformación plástica, estiramientos en el sentido del contacto litológico.

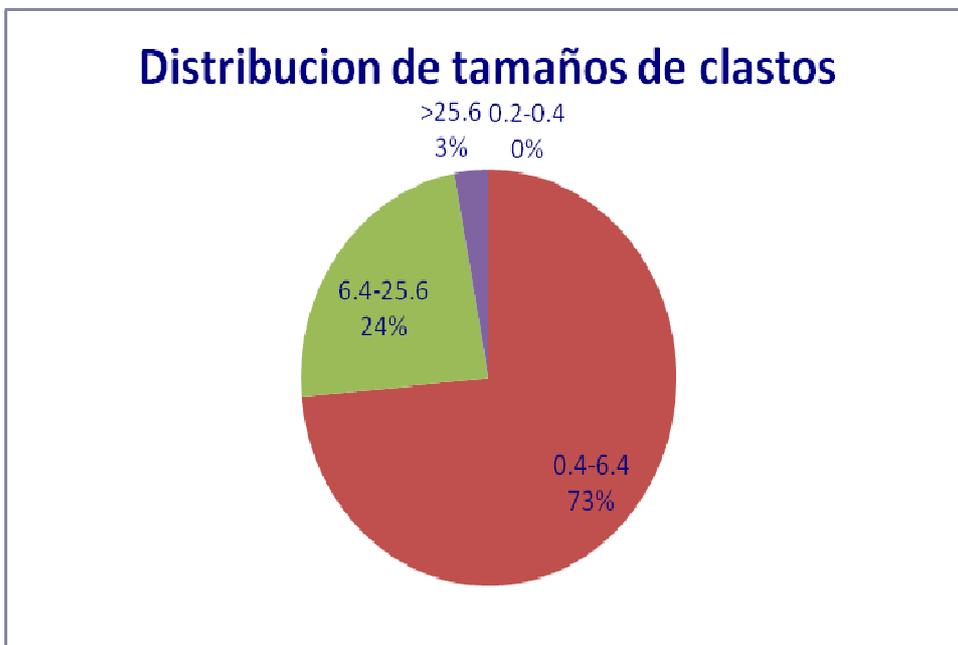


Figura 19 Porcentaje en la distribución de tamaños (en cm) de clastos contados en campo.



Figura 20 Otra vista de la distribución según ley exponencial de los clastos, utilizando el largo de su eje mayor. La distribución anda promediando los 5 cm de longitud.

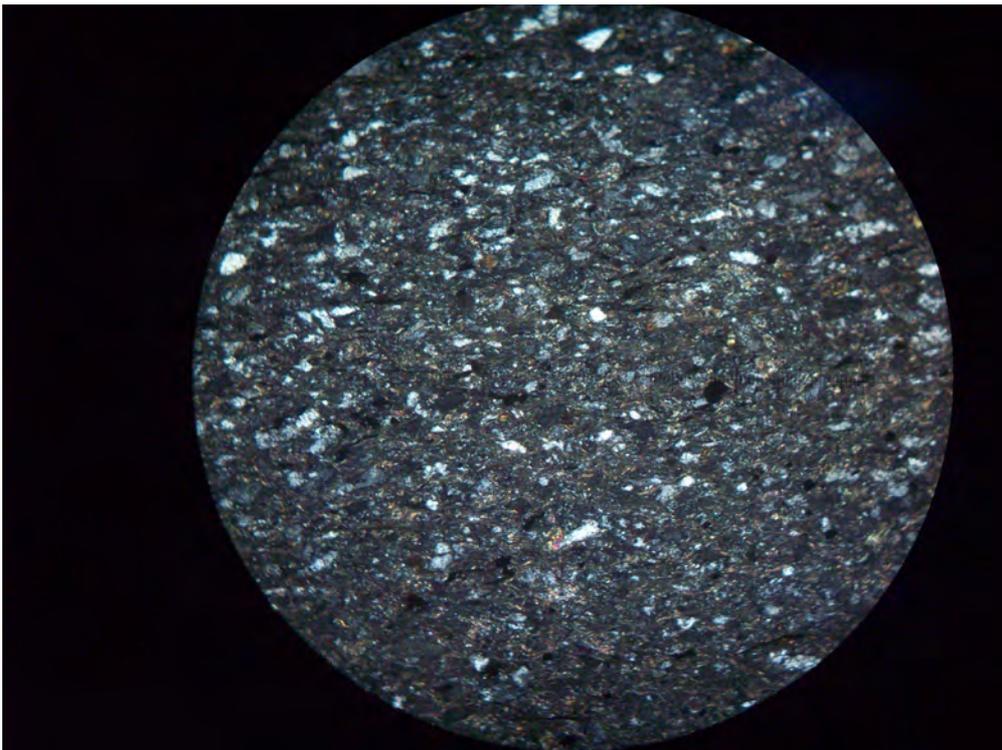


Figura 21 Corte petrográfico en LP del material fino intercalado en el metaconglomerado. Se trataría de una grauvaca de matriz pelítica con una importante foliación (filita), característica observable en los afloramientos en los que se encuentra. Los granos son cuarzosos y angulosos matriz-soportados. El tamaño del grano es muy fino. Diámetros de campo: 4 mm.

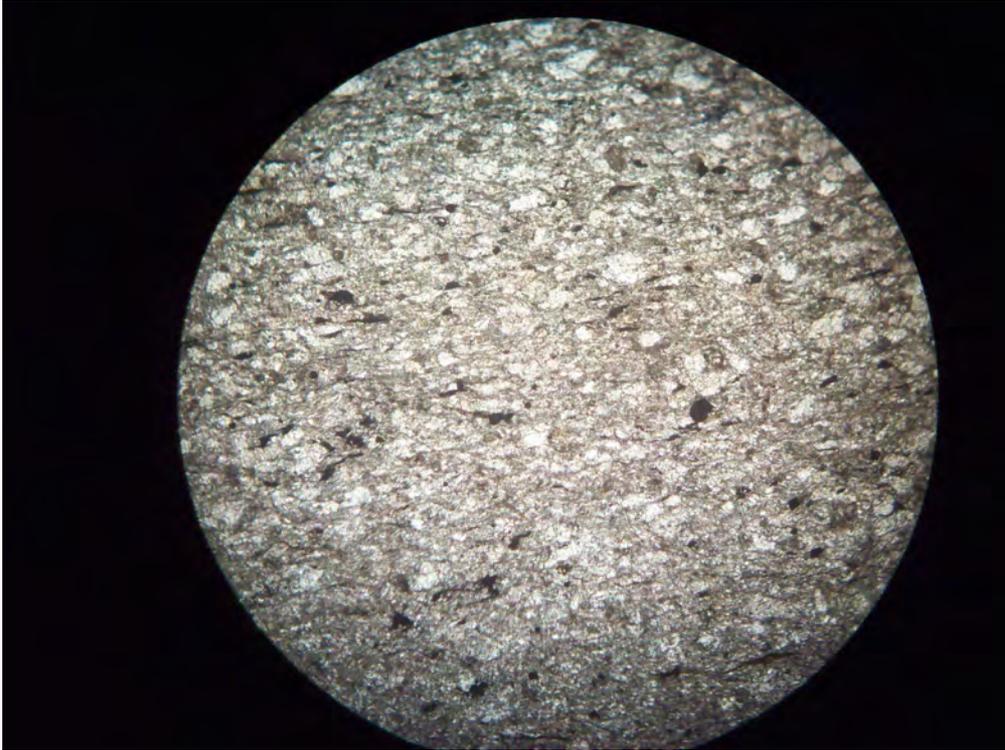


Figura 22 Mismo corte que figura 21 en LN. Diámetro de campo: 4 mm.

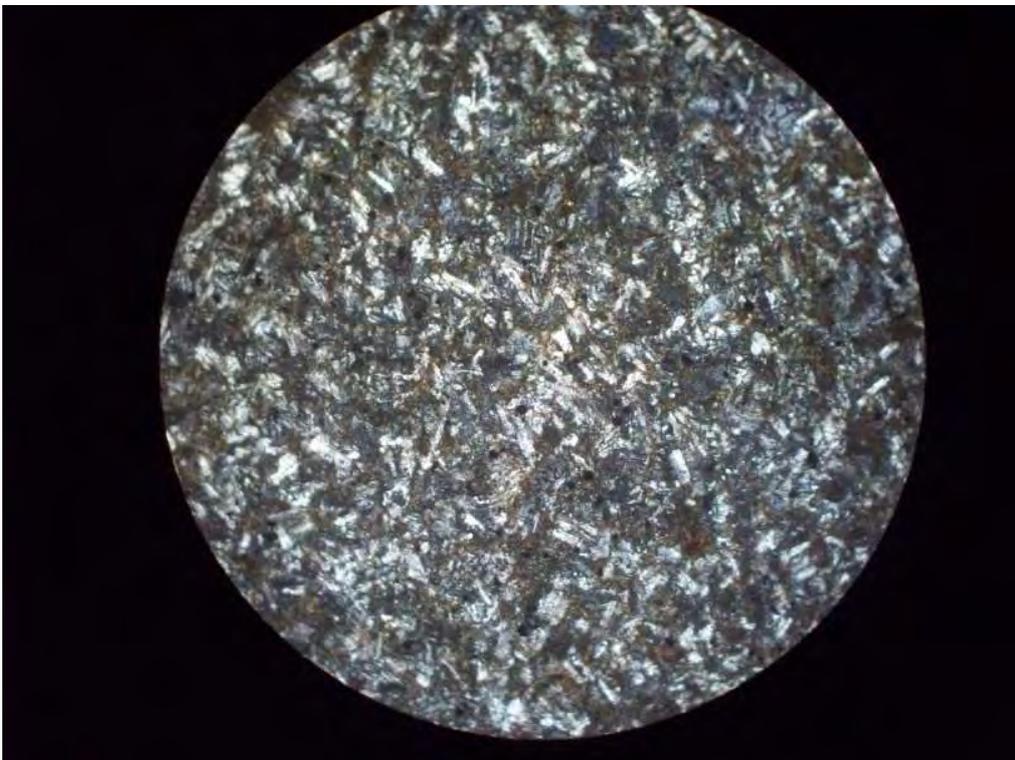


Figura 23 Diques de traquita, en el límite del metaconglomerado con la granodiorita acompañando los pliegues provocados en el primero. Son finos diques de 3-4 cm de espesor. Diámetro de campo: 4 mm.

V.2.a) Matriz del conglomerado:

La matriz es de tamaño arena gruesa, mal seleccionada. Color blanco a verdoso. La esfericidad de los granos es variable, aunque predomina la alta esfericidad. Los granos son subredondeados a subangulosos. Su composición mineralógica: Cuarzo 94-96%, Feldespatos 2-3%, Líticos 2-3%. Posee cemento silíceo con algo de Clorita y Epidota lo que le da la tonalidad verdosa. Los granos se presentan clasto-sostén con contactos cóncavos-convexos, en algunas zonas los granos son flotantes. Presenta nódulos de Magnetita producto de una mineralización posterior de carácter regional.



Figura 24 Muestra de mano de la matriz del metaconglomerado. Se observa su silicificación y tonalidad verdosa debido al Epidoto. También presenta cuarzo Beta por lo que da la pauta de que podría tratarse de una matriz de origen volcanoclástica. Una venilla de cuarzo recorta la matriz.

CLASIFICACION DE SEDIMENTOS				
Límites de Clases (milímetros)	Clases de tamaño		Término para roca	
256 16 4 2	G r a v a s	Peñascos	Conglomerado Brecha Rudita Rocas rudáceas	
		Mataténas		
		Guijarros		
		Gránulos		
1 0.05 0.25 0.125 0.0625	A r e n a s	Arenas muy gruesas	Arenisca Arenita Rocas arenáceas	
		Arenas gruesas		
		Arenas medianas		
		Arenas finas		
		Arenas muy finas		
0.0312 0.0156 0.0078 0.0039	L i m o s	Limo grueso	L i m o l i t a	Argilita Rocas argiláceas Lodolita Rocas Lodosas Lutita
		Limo medio		
		Limo fino		
		Limo muy fino		
	Arcilla	Lutita		

Figura 25 Clasificación granulométrica de los sedimentos de Udden-Wentworth.

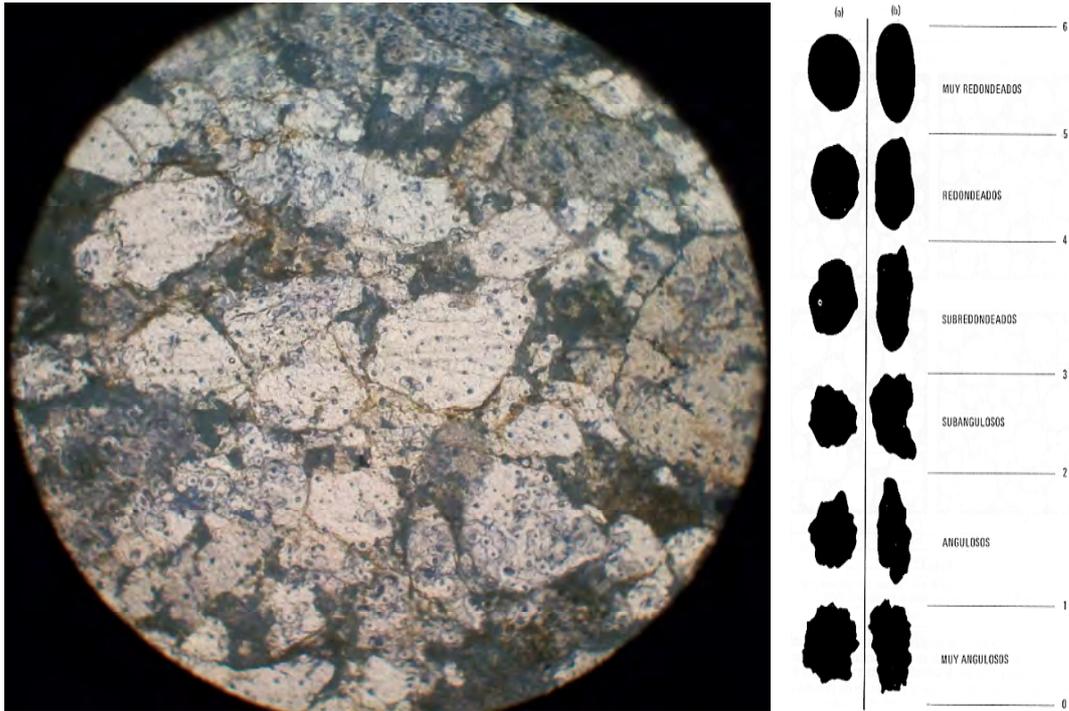


Figura 26 Dos cortes petrográficos de la matriz del conglomerado mostrando su fábrica variada. Mientras en la imagen más chica se observa que los granos son flotantes en una matriz pelítica, la imagen más grande muestra los granos en contacto entre sí. Diámetros de campo: 4 mm.

V.2.b) Esqueleto del Conglomerado:

De un total de 2868 puntos contados en los afloramientos, 1728 corresponden a la matriz mientras que los 1140 restantes recayeron sobre clastos. El conteo fue realizado sobre afloramientos que tenían cierto grado de cloritización y epidotización, por lo que presumiblemente muchos clastos de tamaño guija no fueron visibles durante el conteo, por lo que el porcentaje de clastos seguramente sea mayor al 40% obtenido en el conteo de campo. Sin embargo, como se aprecia en los cortes pulidos y en algunos afloramientos de buena calidad, los clastos son matriz-soportados. Debido a que el porcentaje de la matriz es variable en todo el metaconglomerado, también lo es el porcentaje de clastos.



Figura 27 Afloramiento del metaconglomerado sobre el Cerro Figurita donde tiene su mayor expresión topográfica. Se puede ver que la calidad de los afloramientos para el conteo de clastos no era la más adecuada, la vegetación incrustante dificultaba observar los clastos mas pequeños.



Figura 28 Afloramiento del metaconglomerado en el Cerro Figurita. Aquí los buzamientos tienen entre 85° y 90° . Se observa hacia el NW.

Dentro de lo que es la distribución litológica observada tenemos que un 16% de los clastos son de origen sedimentario, 63% de origen ígneo (volcánico y plutónico) y un 17% de origen piroclástico o re-trabajo de rocas piroclásticas. Se las contó por separado debido a lo controversial de su ubicación en las clasificaciones petrográficas, un 4% no pudo reconocerse.

V.2.b1 Sedimentarias: 75% son sericitoesquistos con una o dos foliaciones, de sericita muy fina. Los colores en luz natural varían en tonos de verde, gris y negro y algunos parecen tener vestigios mineralógicos de un protolito ácido, por lo que bien podría tratarse de rocas volcánicas ácidas completamente alteradas. El resto de las sedimentarias se completa con cuarcitas microcristalinas equigranulares y metapelitas masivas de grano muy fino, en ese orden, aunque a varios kilómetros del Cerro Figurita la cantidad de clastos metapelíticos aumenta en proporción al resto.

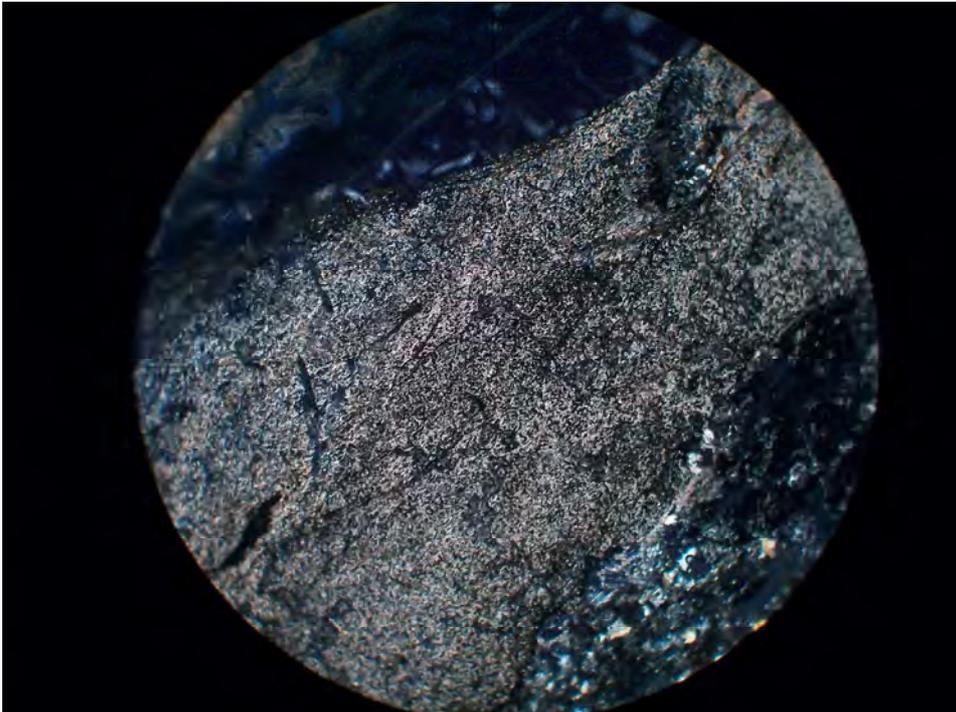


Figura 29 Corte petrográfico en LP de clasto de sericito-esquisto. Diámetro de campo: 4 mm

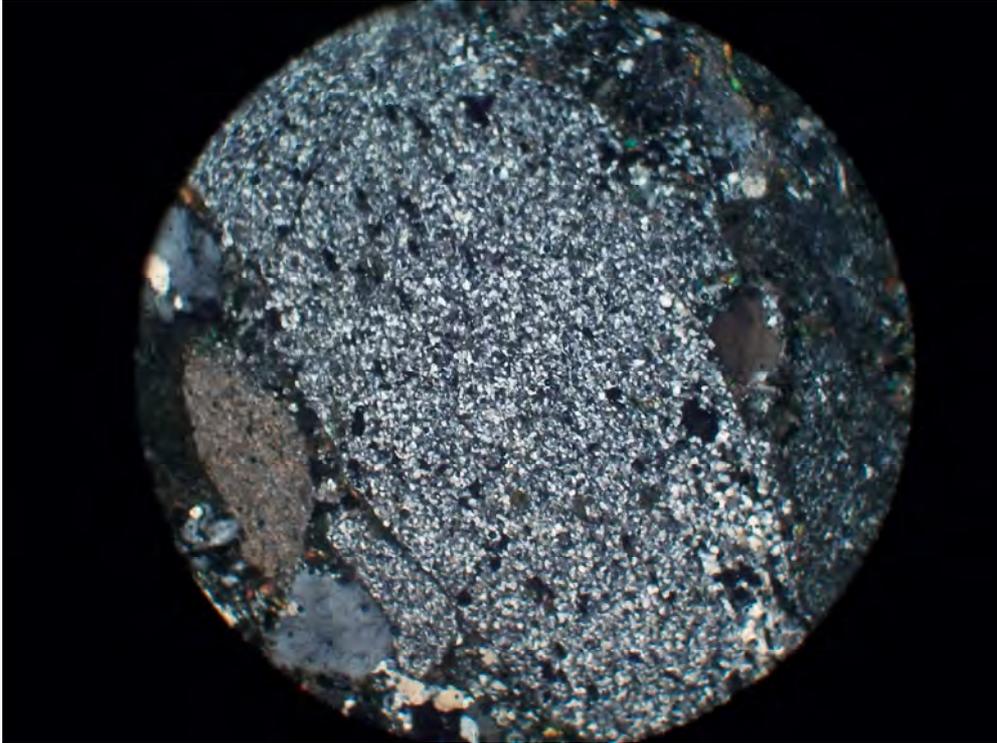


Figura 30 Corte petrográfico en LP de clasto de cuarcita microcristalina. Diámetro de campo: 4 mm

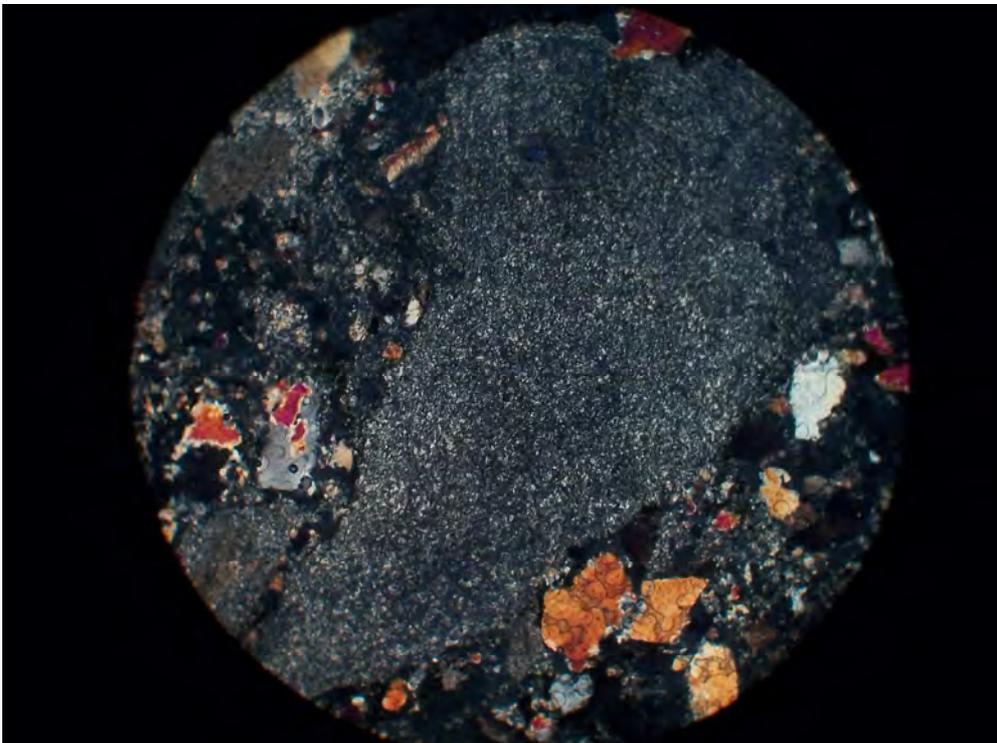


Figura 31 Corte petrográfico en LP de clasto de metapelita masiva. Diámetro de campo: 4 mm



Figura 32 Afloramiento de clastos metapelíticos hacia el Oeste del Cerro Figurita, junto al camino a la localidad de Casupá. Son clastos de tamaño variable y baja deformación.

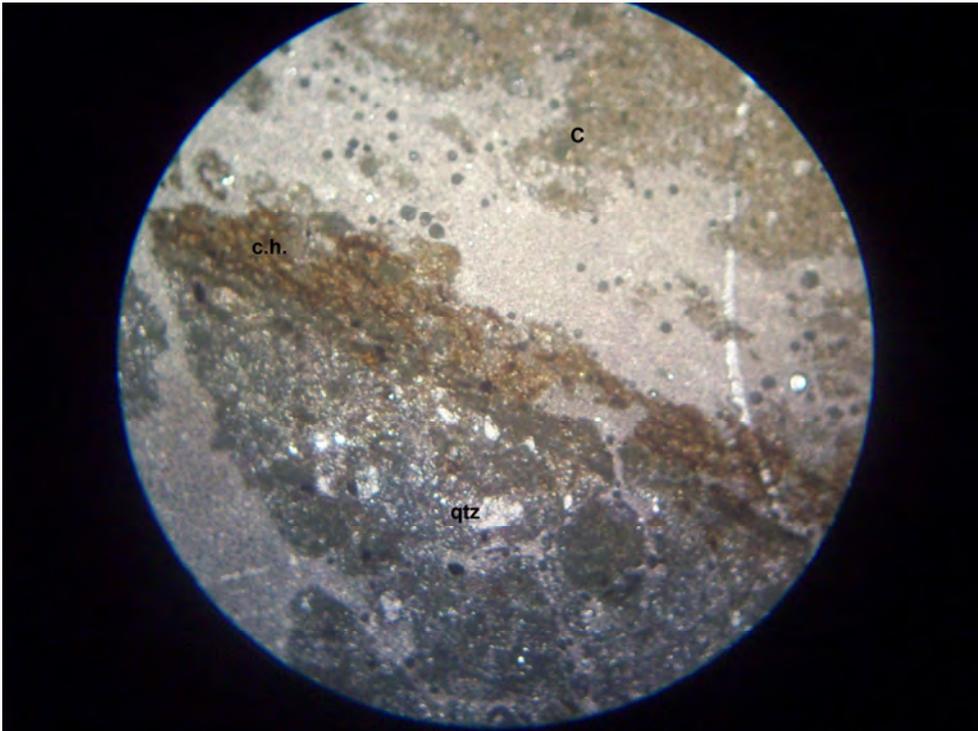


Figura 33 Corte petrográfico en LP de clasto pelítico (C) en contacto con la matriz arenosa perteneciente al afloramiento de la figura 32. Matriz fracción arena (qtz) de grano medio a fino con clastos sub redondeados a sub angulosos, clastos suspendidos en una matriz pelítica y cementados por sílice. El clasto pelítico posee una estructura masiva y no se observan cristales. El contacto con la matriz se encuentra foliado y hematizado (c.h.). Diámetro de campo: 4 mm.

V. 2. b2 Ígneas: Constituyen la mayoría de los clastos estando en el orden de los 2/3 de la población total. Lo conforman rocas volcánicas y vestigios de plutónicas de grano muy fino. Según el orden de abundancia tenemos:

Riolitas (40%): Son de texturas inequigranulares seriadas afaníticas a criptocristalina, cristales xenomórficos. Presentan cuarzo, plagioclasa y opacos, además de presencia de sericita, clorita y cuarzo Beta. Color rosado a verde oscuro. Figuras 34, 35 y 36.

Traquitas (29%): De texturas inequigranulares porfídicas a traquíticas, afaníticas a microcristalinas. Con feldespatos, opacos, además de clorita y sericita. Colores verde oscuro. Figura 39.

Basaltos (18%): De texturas inequigranulares seriadas a equigranulares, afaníticas a microcristalinas. Con clorita y sericita, se observa en algunos sustitución de cristales por Calcita así como venillas calcíticas. Colores oscuros de verdes a gris. Figuras 37 y 38.

El resto (12%) tiene escasa representación y está conformado por Cuarzo de vena, volcánica intermedia a básica, Pórfido andesítico, Andesita, Pórfido dacítico y vidrio volcánico.

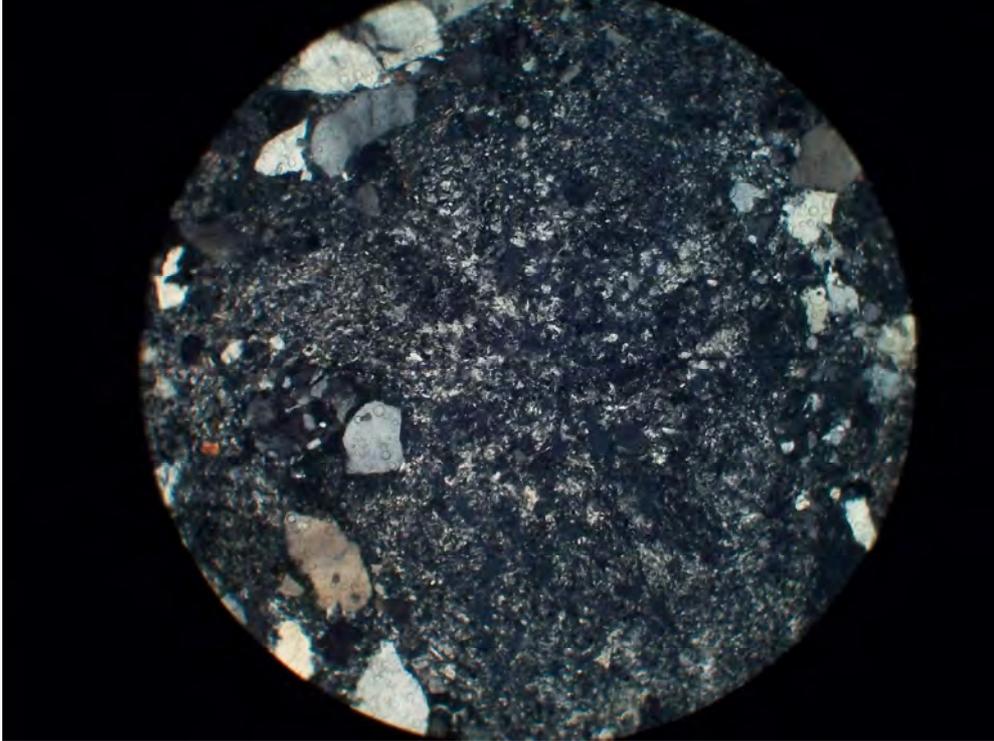


Figura 34 Corte petrográfico de riolita sericítica en LP. Se observan restos de texturas esferulíticas. Diámetro de campo: 4 mm

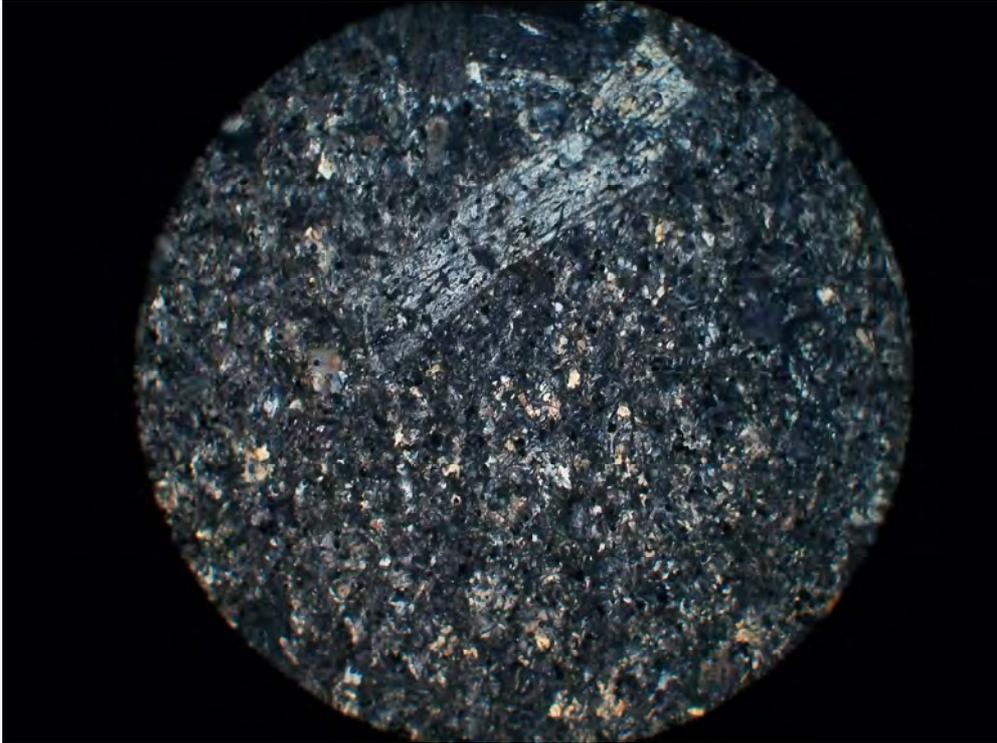


Figura 35 Corte petrográfico en LP de riolita afanítica y cloritizada, textura porfírica con fenocristales de Sanidina en una matriz ácida. Diámetro de campo: 4 mm.

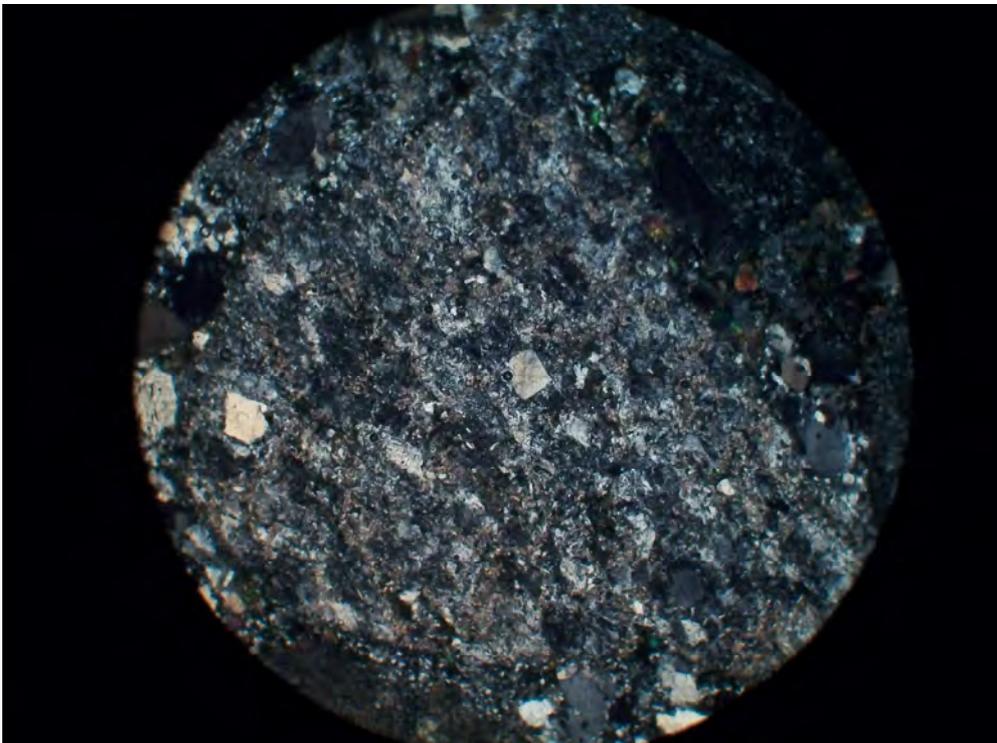


Figura 36 Corte petrográfico en LP de riolita afanítica y cloritizada con presencia de Cuarzo β . Diámetro de campo 4 mm.

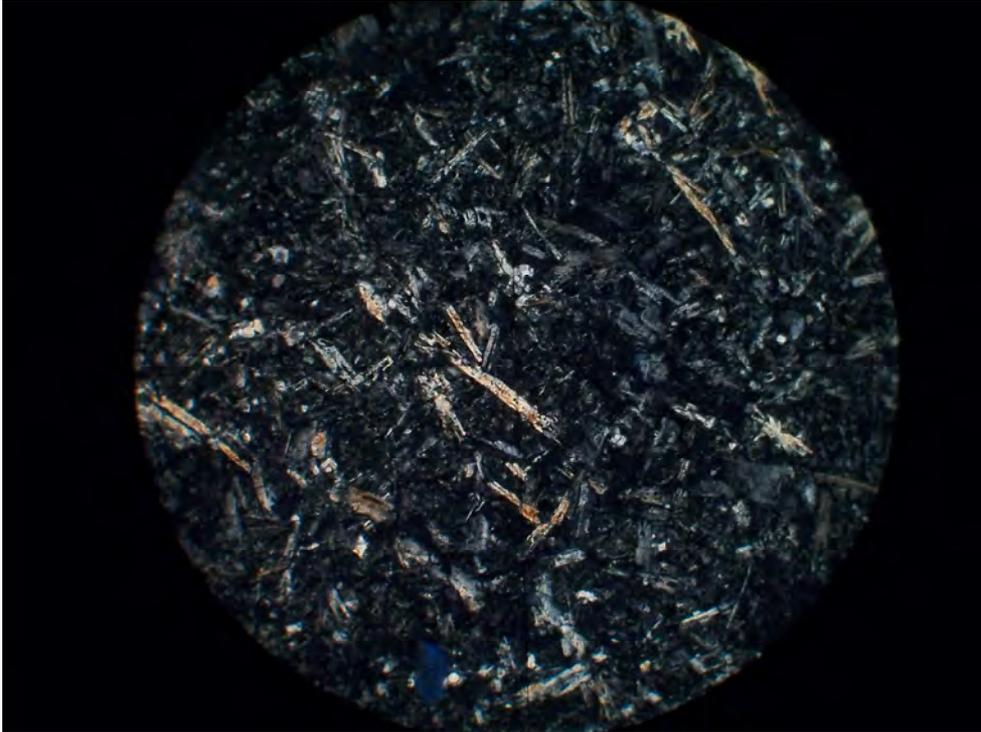


Figura 37 Corte petrográfico de basalto microcristalino en LP. Diámetro de campo 4 mm.

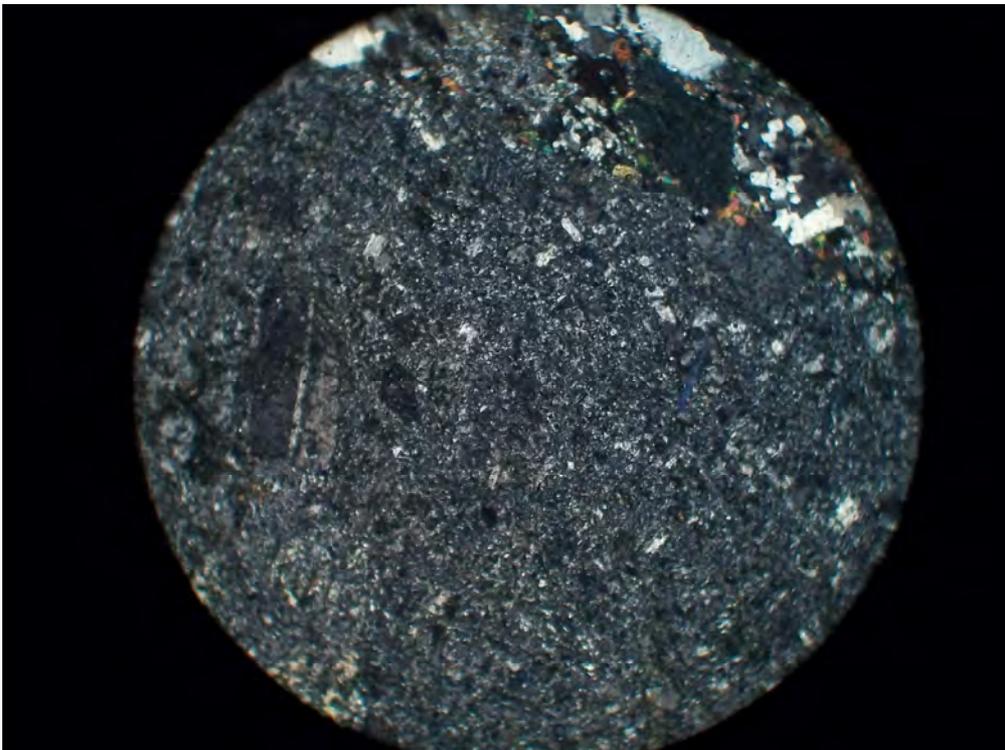


Figura 38 Corte petrográfico en LP de basalto porfírico con un cristal de plagioclasa en una matriz afanítica. Diámetro de campo: 4 mm,

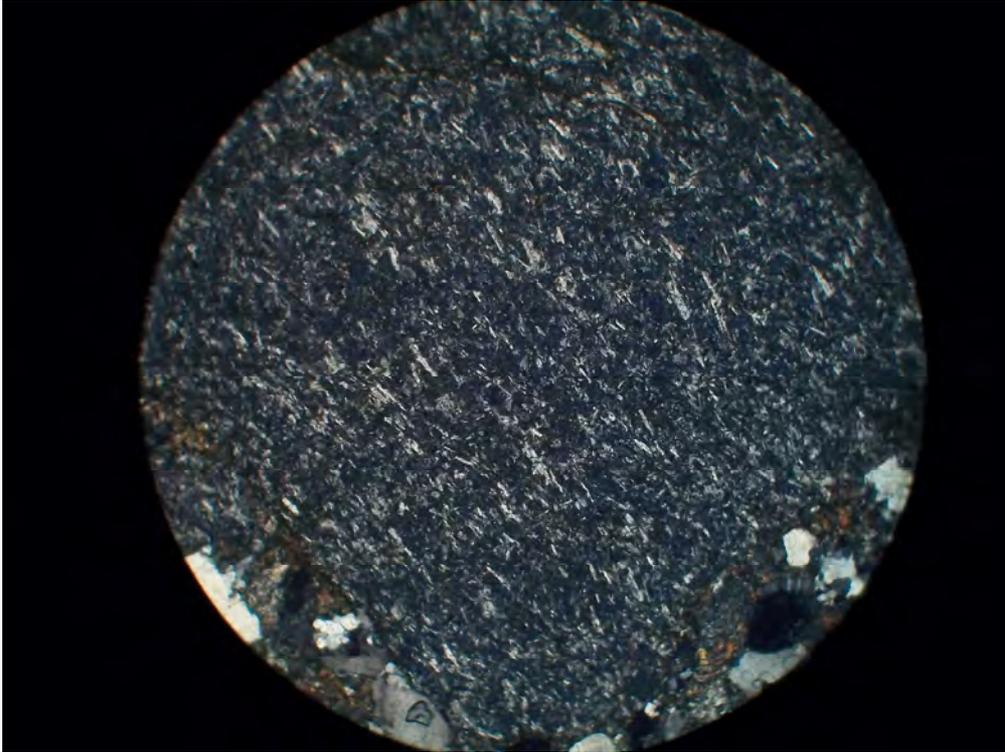


Figura 39 Corte petrográfico en LP de traquita microcristalina. Diámetro de campo: 4 mm,

V.2.b3 Clastos Volcaniclásticos: Son de textura clástica, grano tamaño arena fina a muy fina, sorting 1-0.5 (Pettijohn, 1976), granos angulosos a subredondeados, clasto –sostén. Con cuarzo 30-35%, plagioclasa 30-35% y fragmentos líticos 30-40%, además de cuarzo Beta. Poseen una matriz vítrea a criptocristalina, felsítica a sericítica. No se observan con claridad estructuras de flujo. Presentan colores verde oscuro a marrón rojizo con grados de Cloritización variable. No se pudo determinar si su origen es piroclástico o es retrabajo de rocas piroclásticas por lo que se decidió ponerlas por separado. Usando una clasificación granulométrica son definidas como toba gruesa.

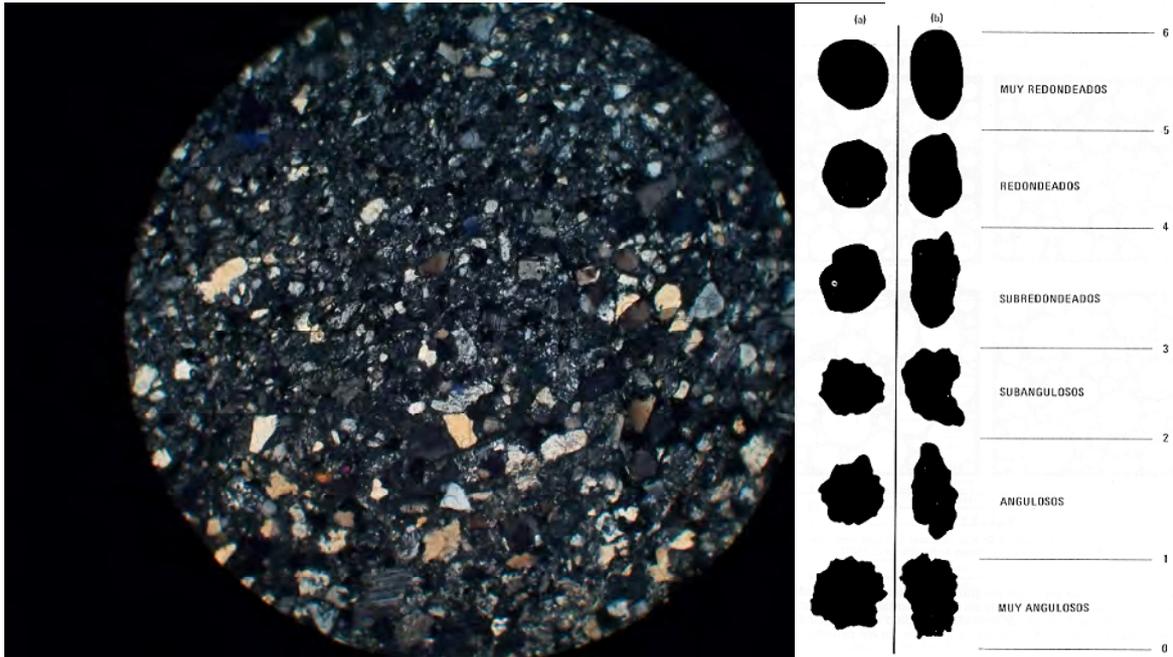


Figura 40 Corte petrográfico en LP de una roca muy bien seleccionada con granos de cuarzo y plagioclasa angulosos a subangulosos en una matriz pelítica. Diámetro de campo 4 mm.

Debido al gran porte de uno de los bloques encontrados en el conglomerado, se lo mencionará aparte del resto de la descripción. Es un bloque cuadrangular de hasta 40 cm de longitud en posición vertical y paralelo a la dirección principal de la S_0 , que en esta ubicación es de $N310^\circ, 70-75^\circ SW$.



Figura 41 Bloque de 40 cm de longitud en posición vertical y paralelo a la S_0 . Se encuentra ubicado en el Cerro Figurita a pocos metros del límite con las areniscas del Sur. Posee una estratificación planar la cual ha quedado por las características morfométricas del bloque de forma paralela a la S_0 del conglomerado. También estaría confirmando la verticalización de la S_0 en los flancos del cerro.

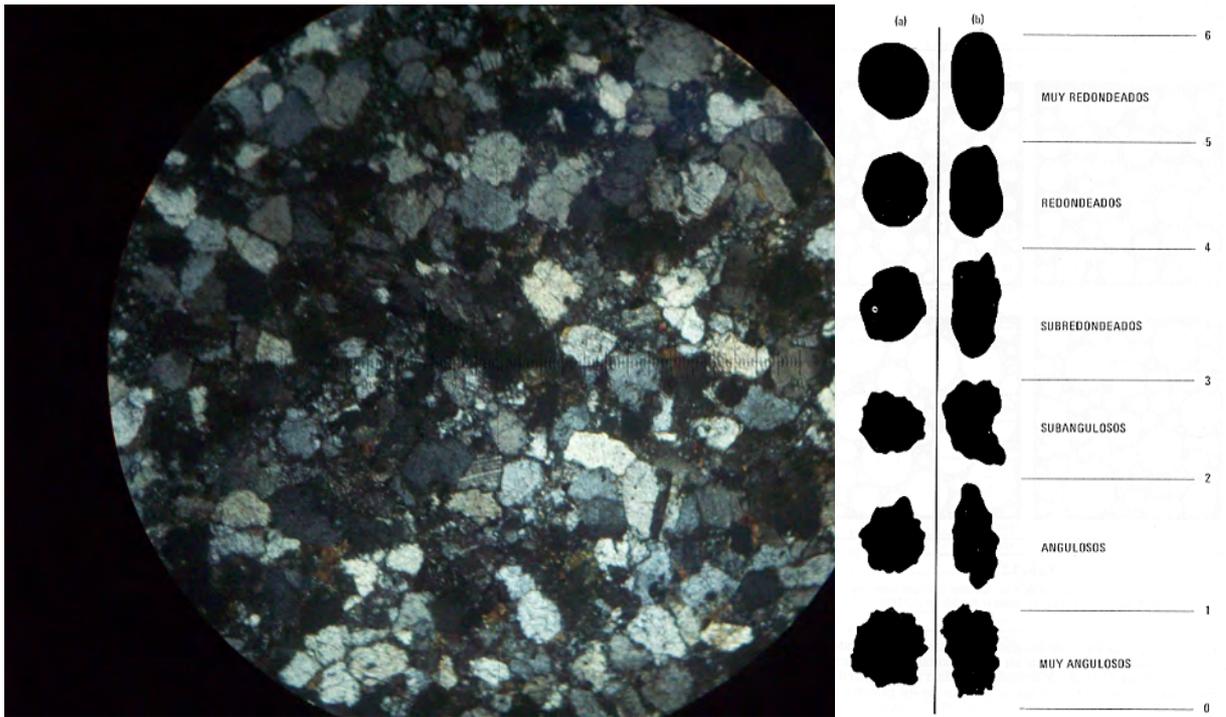


Figura 42 Corte petrográfico en LP del bloque. Se trata de una arenisca cuarzosa y un 5% de Pl. es clasto soportada con contactos cóncavos convexos a suturados. Granos angulosos. Posible resto de algún depósito de lapilli-tufo. Diámetros de campo: 4 mm.



Figura 43 Mismo corte de figura 42 en LN. Diámetro de campo 4 mm.

V.2.c) Bancos de metarenisca tobácea:

Se hallan principalmente en el tope del cerro intercalados con el conglomerado. Los afloramientos tienen un tamaño variable de escasos metros de extensión. Se los puede definir como de grano medio a grueso, subredondeados a subangulosos, con contactos tangenciales a cóncavo-convexo, clasto sostén a matriz sostén, cemento silíceo y hematítico. Composición principal: cuarzo mono- y policristalino 80-85% y líticos 15-20%.

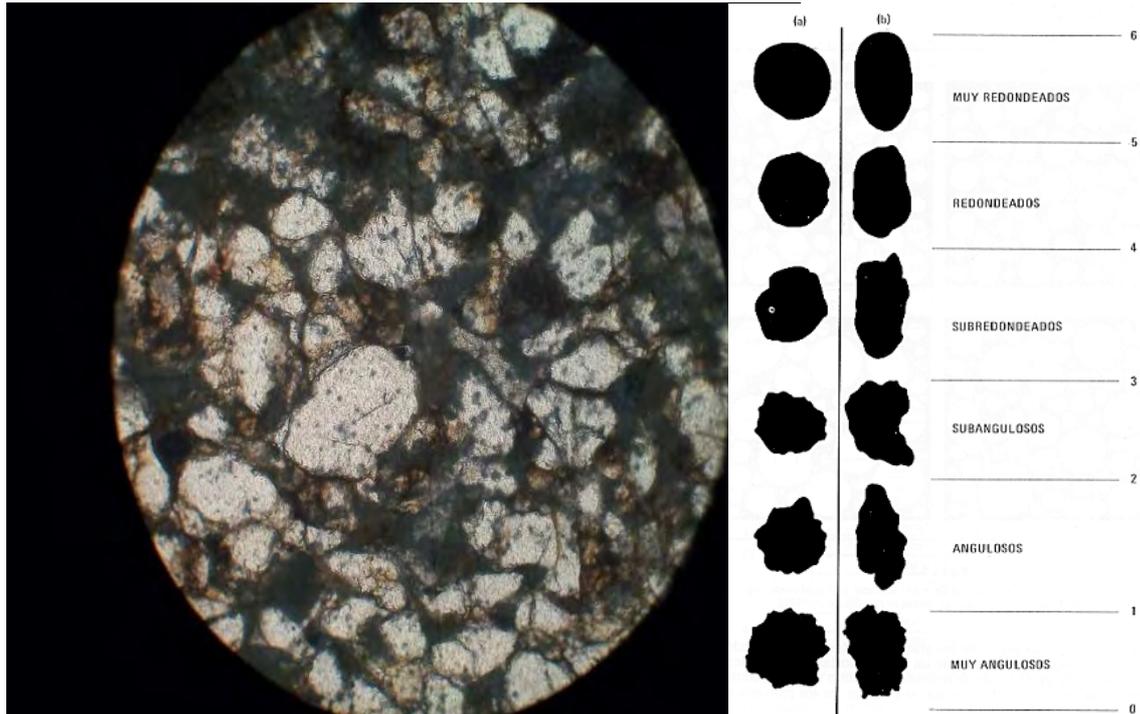


Figura 44 Corte petrográfico en LN de una muestra de los bancos de arenisca tobácea intercalados en el metaconglomerado, muy similar a la matriz de éste. Clastos subredondeados a subangulosos. La composición y el ambiente deposicional podría indicar que son bancos de tobas gruesa o retrabajo de material fino volcánico-clástico no soldado. Diámetro de campo: 4 mm.

V.2.d) Dique :

Cortando el conglomerado en el límite Sur junto a las areniscas y con un rumbo N255° se puede observar un dique riolítico, determinado en lamina delgada, de un ancho de 2 m aproximadamente y unos 15 a 20 m de largo. Se desconoce si hacia la cima continúa debajo de la superficie o si se corta donde terminan los afloramientos. Se presume una asociación Fm Arequita de edad mesozoica.

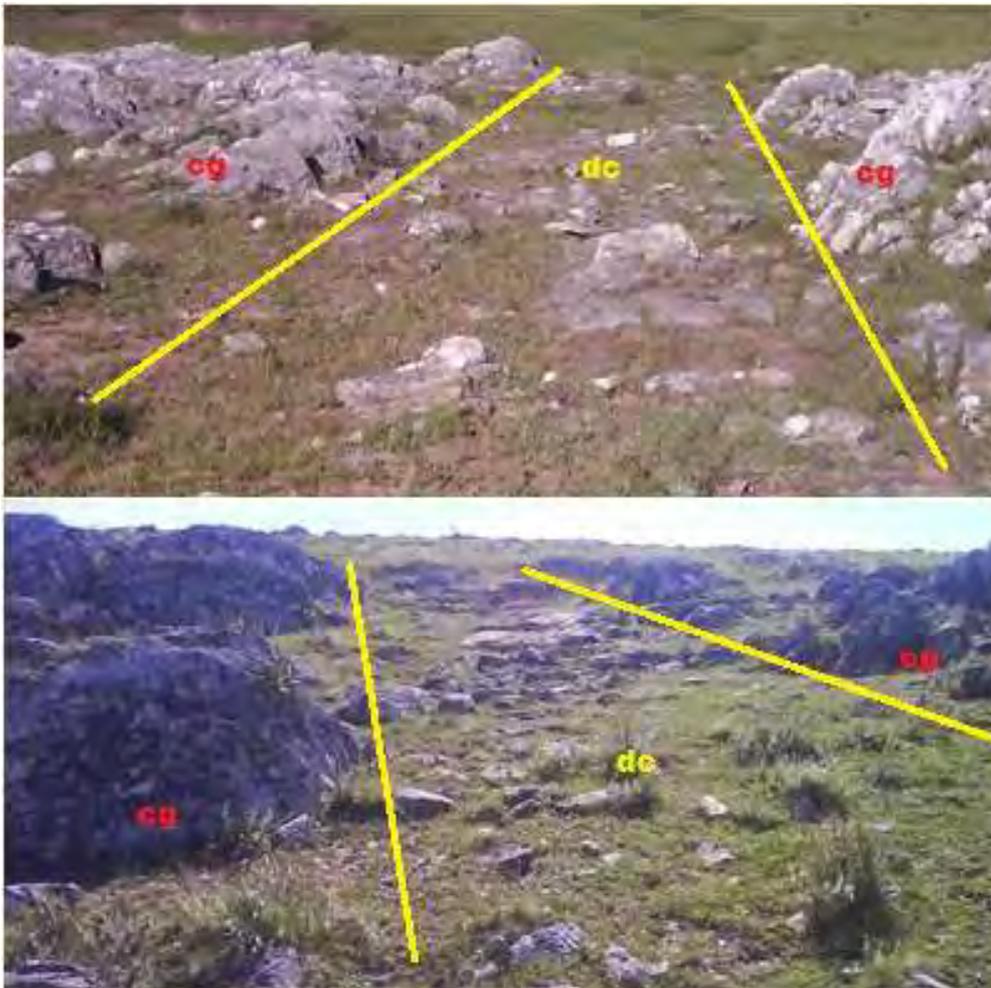


Figura 45 Foto superior tomada mirando hacia el Sur, en la cañada que se ve al fondo es el límite con las areniscas. Foto inferior mirando hacia el Norte. El rumbo del cuerpo es N255°. dc: dique riolítico; cg: conglomerado.

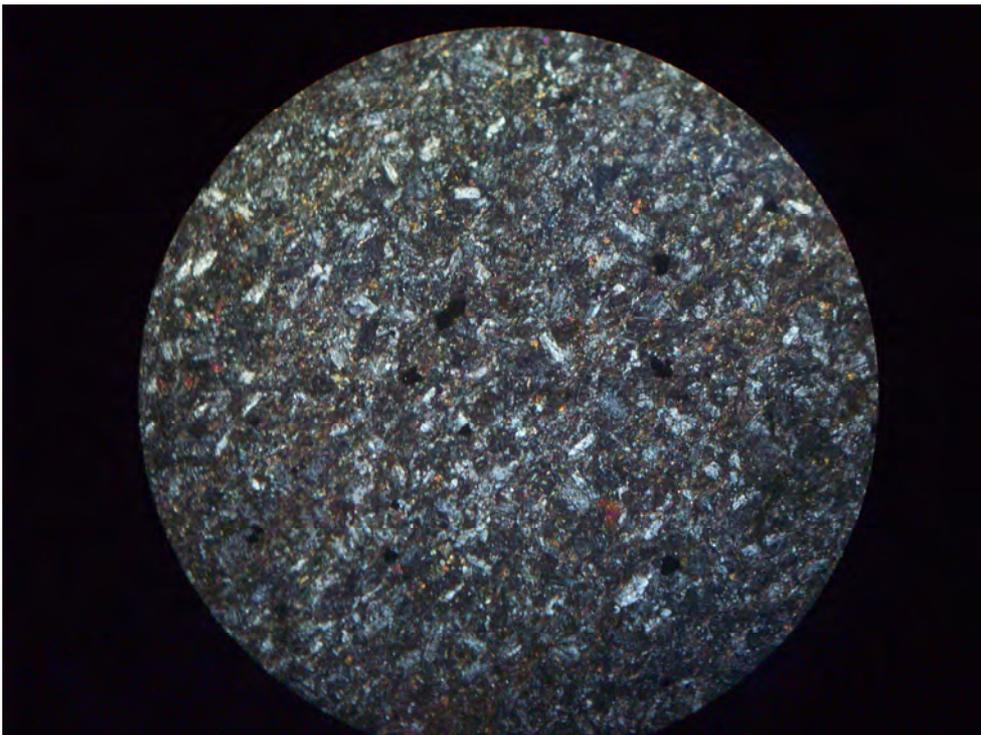
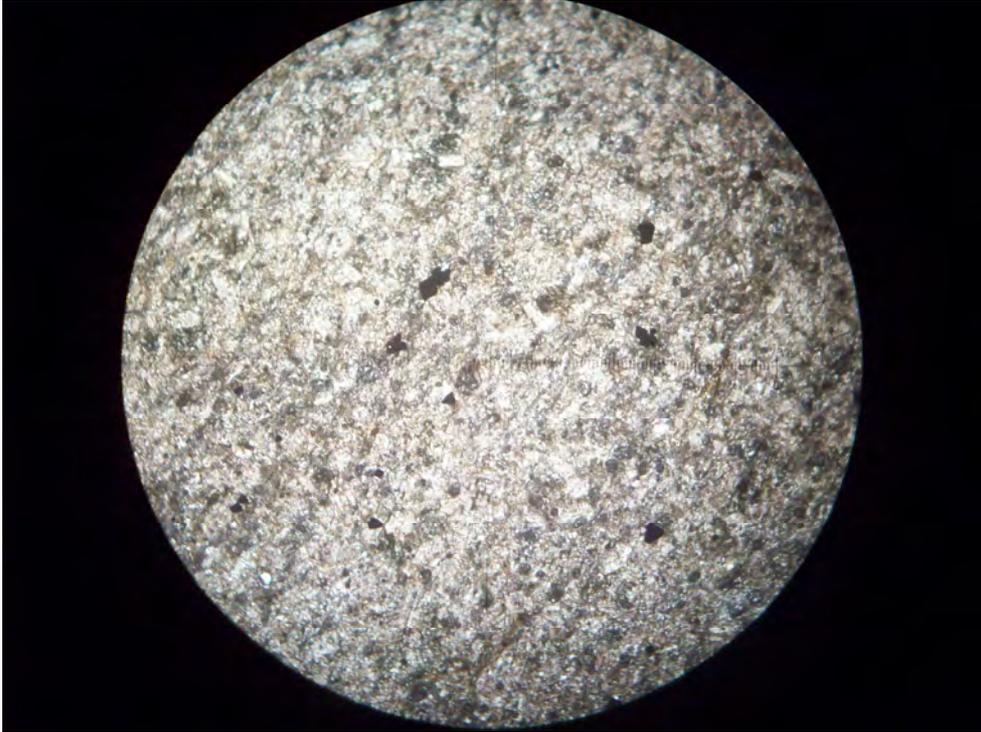


Figura 46 Corte petrográfico del dique riolítico en LN y LP, donde se observan cristales de sanidina en una matriz afanítica y sericitizada. Hay cierta dirección de flujo que aun puede observarse. Diámetros de campo: 4 mm.

V.2.e) Depósitos tobáceos:

En la zona cuspidal del Cerro Figurita se encuentran cuerpos tabulares menores a 2 metros de dimensión mayor, mostrando estratificación cruzada sub-paralela a la superficie del terreno. Estos cuerpos corresponden a una litología con tamaño de grano arena media a fina, presencia de cuarzo Beta y composición principalmente cuarzosa. Los clastos de mayor tamaño son de composición lítica. La disposición de estos cuerpos en la cima del cerro en forma paralela a la superficie podría indicar un evento posterior de depositación (recordar que el resto de la secuencia es normalmente vertical a subvertical). Esta litología no fue hallada en otros afloramientos del conglomerado, ni de las otras litologías presentes en el área de estudio y no se descarta la posibilidad de que se hubieran depositados discordantemente sobre estos y fueran posteriormente erosionados, conservándose solamente vestigios en el punto más alto de la región.



Figura 47 Tabla de clasificación granulométrica de depósitos y rocas piroclásticas.



Figura 48 Afloramiento de toba gruesa apoyada de forma discordante sobre el metaconglomerado en Cerro Figurita. Vista hacia el NW

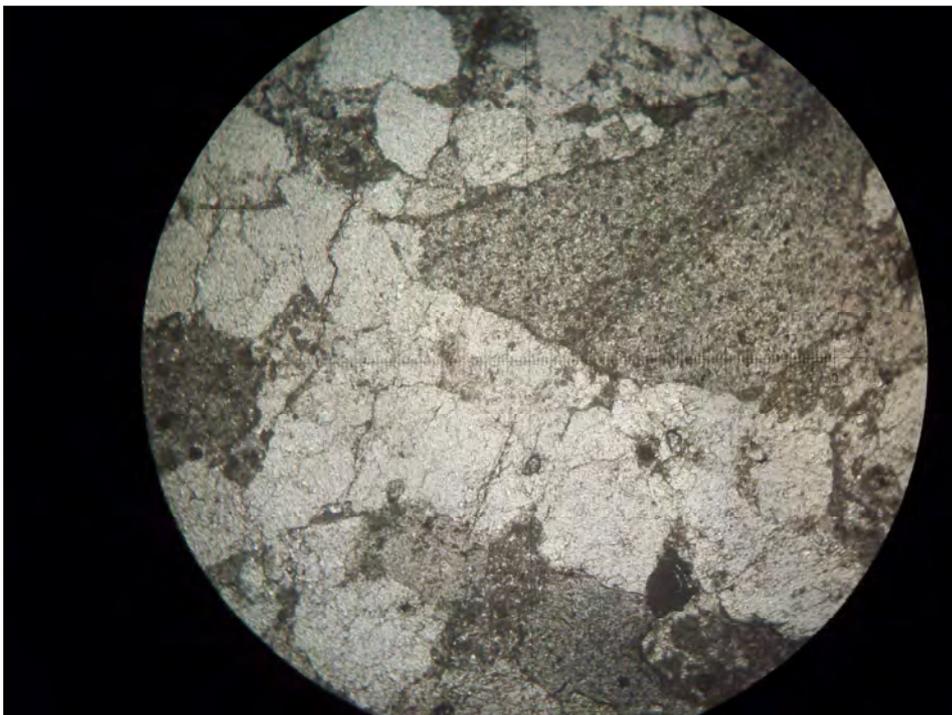


Figura 49 Corte petrográfico en LN de los depósitos piroclásticos con un tamaño de arena media a fina por lo que se puede clasificar como una toba gruesa. De composición principalmente cuarzosa, constituyen la matriz de los granos líticos más grandes. Diámetros de campo: 4 mm.

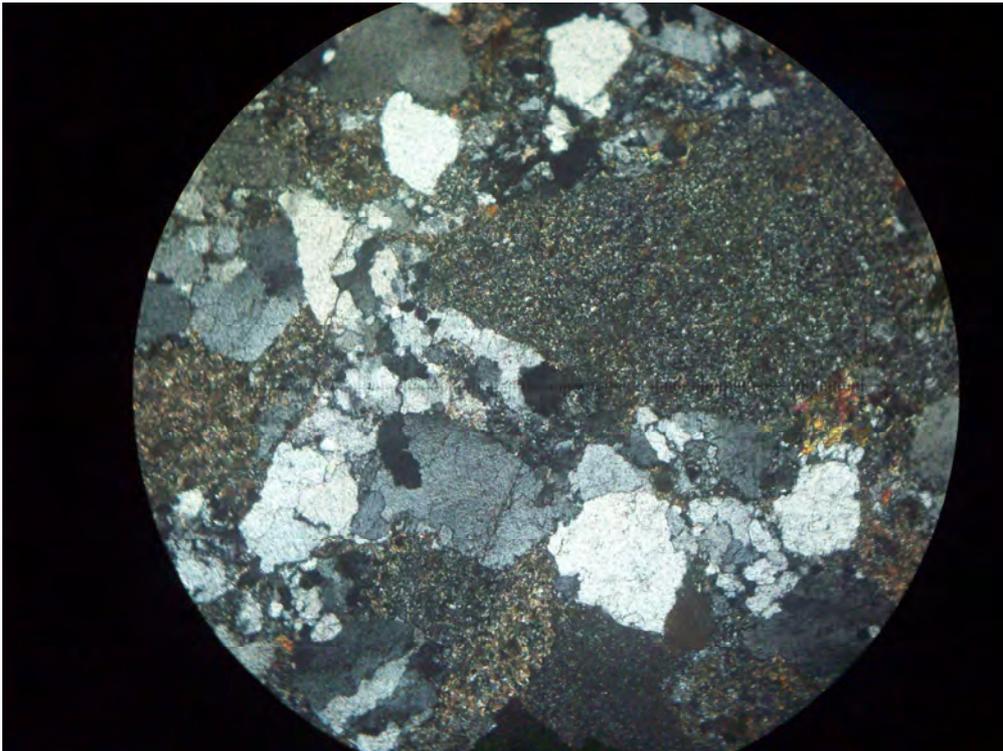


Figura 50 Mismo corte de la figura 49 en LP. Diámetro de campo 4 mm

V.3) Ambiente de sedimentación

Para hablar de un ambiente de depositación primero debemos ver el tipo de depósito generado. En este caso tenemos un conglomerado grueso, matriz-soportado, con porcentajes de clastos variables en su proporción a la matriz. Los clastos con tamaños próximos a guijón (64mm) son los que presentan mayor redondez, el resto más pequeño son subangulosos a subredondeados. Los tamaños de estos varían de guija a bloque de hasta 50 cm, en algunos casos. Composicionalmente los clastos son mayoritariamente volcánicos mientras que la matriz es cuarzosa, de granos subredondeados a subangulosos. Intercalado en el conglomerado tenemos bancos de metarenisca tobácea, además de cuerpos tabulares pequeños de tobas con estratificación cruzada asociados a ignimbritas; estas tobas están apoyadas sobre una S_0 ya verticalizada, en el Cerro Figurita. Ya más alejado de éste, la composición clástica varía a términos más metapelíticos pero aun con fuerte presencia metavolcánica, además de sedimentos de granulometría muy fina y esquistosos definidos como filitas, estas intercaladas en el conglomerado los cuales parecen tener un origen piroclástico también.



Figura 51 Presencia de clastos subangulosos a subredondeados de tamaño guija, los clastos mas grandes presentan mayor redondeamiento.

El origen del material clástico es local, siempre volcánico y es notoria la ausencia de clastos provenientes de un basamento granítico o gneissico. Esto evidencia un área de aporte volcánica, con gran actividad explosiva (se encontró mucho material piroclástico fino o retrabajo de éste) y esto trae aparejado una fuerte actividad sísmica. El origen de la matriz es más difícil de determinar, aunque por sus características incluso similares a los bancos de arenisca tobácea, haría suponer que fue aportado principalmente por flujos piroclásticos o retrabajo de depósitos de lapilli-tufo no soldados. La ausencia de brecha volcánica en los sedimentos nos marca que estamos en una posición medial a distal en la distancia al punto de erupción. El gran aporte de matriz sumado a la cantidad de clastos redondeados presentes nos marca un flujo turbidítico, una secuencia de Bouma incompleta. Sin embargo como se observa en la figura 39 la distribución y características de los depósitos serían de una turbidita de alta densidad. Sin embargo el origen de estas turbiditas bien podría ser de origen volcanoclástico, ya que pueden dar perfiles estratigráficos

similares. La proveniencia clástica posiblemente provenga de una zona costera sumada a la gran cantidad de material fino proveniente de erupciones y la generación del depósito debido a la actividad sísmica. Los depósitos piroclásticos apoyados en forma perpendicular a la S_0 de los conglomerados, son delgadas capas de toba con estratificación cruzada, su emplazamiento podría estar asociado al magmatismo Mesozoico presente en las cercanías.

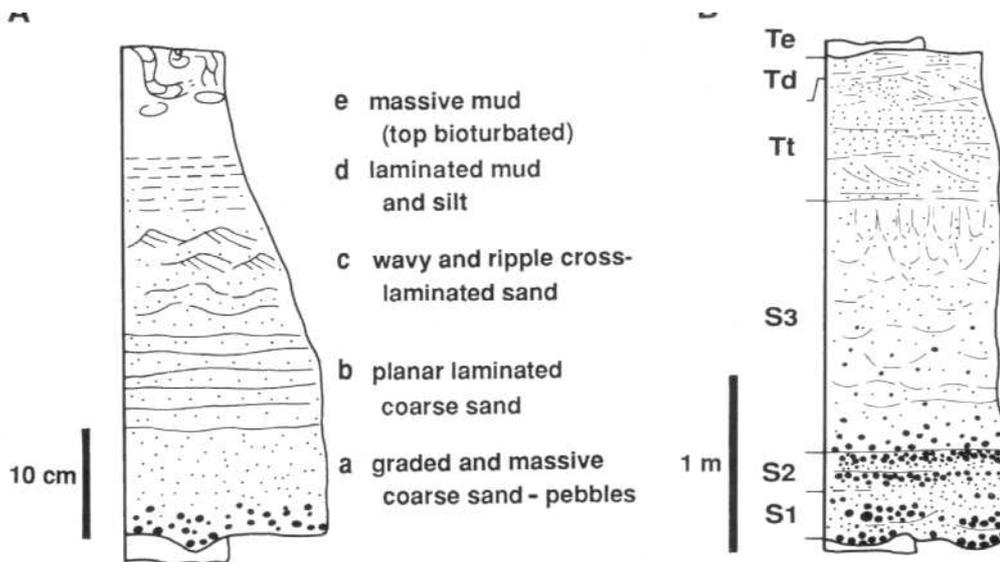


Figura 52 Depositos de corrientes de turbidez o turbiditas. A La izquierda una turbidita de baja densidad con la división clásica. A la derecha una turbidita de alta densidad mostrando los estados de alta densidad (divisiones S_{1-3}) y los estados de baja densidad residuales (divisiones $T_{e,d,t}$). Modificado de Lowe (1982) y Stow (1986). La fase conglomerádica se asemeja más a una turbidita de alta densidad, principalmente los estados S_{1-2} y zonas donde podrían observarse el S_3 . El estado Tt son los bancos arenisca tobáceas con estratificación cruzada.

El fracturamiento del basamento responde a las mismas medidas de foliación medida y es el que controla mayormente la dirección de los cursos de agua.

En el límite del metaconglomerado con la granodiorita se pudieron observar silicificaciones de capas de metareniscas, plegamientos verticales con ejes de 23° al N083°, e inyecciones de diques ácidos paralelos y/o cortando a las capas plegadas. Estos fenómenos se interpretan como el resultado de cuando se emplaza la granodiorita presionando el conglomerado. Esto se observa mejor a pequeña escala fuera del Cerro Figurita donde un desmante de camino actúa como trinchera permitiendo ver el contacto entre las litologías.

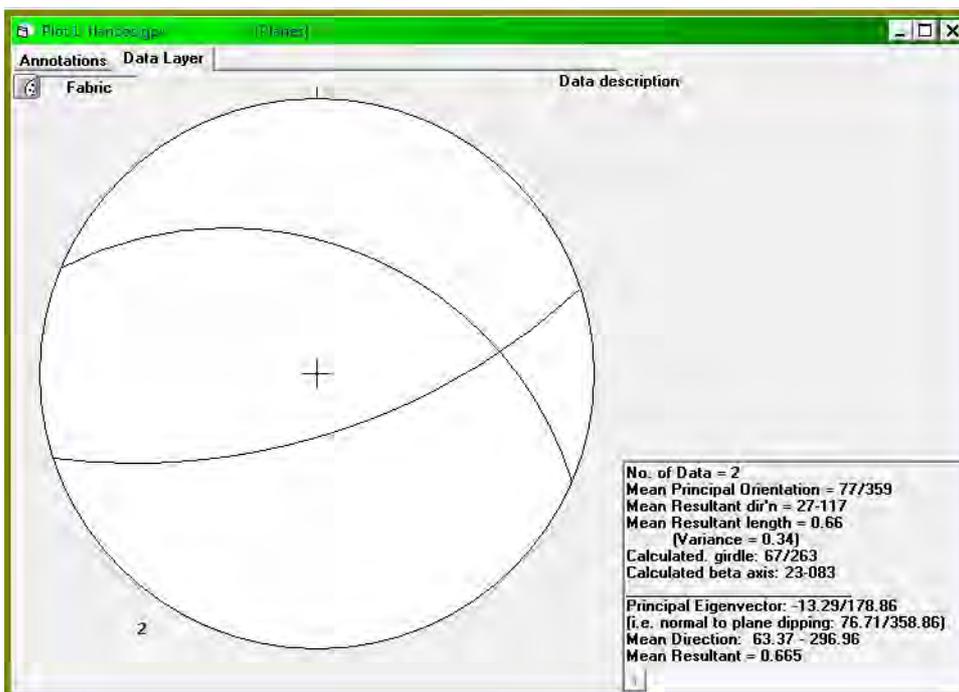


Figura 55 Estereograma de dos flancos de pliegue medidos en el conglomerado en contacto con la granodiorita. Con flancos N293, 40° NE y N072, 65° SE, la media del eje dió 23° al N083.



Figura 56 Pliegue donde se tomo la medida de los flancos (con líneas negras). Las capas más resistentes se deben posiblemente a silicificaciones provocadas por los fluidos de la intrusión de la granodiorita.

VII) Estudio de la deformación del conglomerado

VII.1) Introducción

Deformación es cualquier cambio en la posición o en las relaciones geométricas internas (deformación interna) sufridas por un cuerpo como consecuencia de la aplicación de un campo de esfuerzos. Según sea la geometría del resultado de esta deformación se clasifican en homogéneas e inhomogéneas. En las homogéneas las líneas rectas permanecen rectas y las paralelas siguen siendo paralelas después de la deformación. En las inhomogéneas las condiciones anteriores no se cumplen.

La deformación finita es la experimentada en todo el proceso y se analiza comparando el estado final con el inicial.

La deformación interna utiliza parámetros de tres tipos diferentes que miden cambios en la longitud de las líneas (estiramiento), cambios en los ángulos (deformación angular) y cambios en el volumen (dilatación).

El elipsoide de deformación se define como la forma que adquiere una esfera de radio unidad al ser sometida a una deformación interna homogénea. Un elipsoide de deformación está compuesto de tres ejes perpendiculares entre sí llamados ejes de la deformación y denominándose X, Y y Z donde $X \geq Y \geq Z$. Sus direcciones se denominan direcciones principales de deformación y son perpendiculares entre sí y los planos que las contienen se llaman planos principales de la deformación. Antes de la deformación también eran perpendiculares entre sí.

Para conocer el valor absoluto de estos ejes hay que conocer su longitud inicial. Debido a su imposibilidad en la mayoría de los casos se utilizan las relaciones X/Y , X/Z e Y/Z . Cuando se trabaja sobre superficies planas la deformación en ellas se representa por la elipse de deformación, producto de la forma que adquiere una circunferencia inscrita en ella.

Para determinar la elipse de deformación del plano paralelo a la superficie en el conglomerado se utilizaron 2 métodos conocidos, como son el método de Fry (1979) y el de Lisle (1985). Para este fin se utilizaron programas informáticos de libre acceso para el tratamiento de los datos, desarrollados en

la Gour University (India) para Fry, y UC Berkeley (EUA) y Trinity College (Irlanda) para el de Lisle.

Estas técnicas toman como base que los marcadores tienen propiedades físicas semejantes a las del volumen total de la roca. El método de Fry utiliza la distribución de los centros de los marcadores en las rocas mientras que el método de Lisle usa la relación entre los ejes principales de la deformación.

Variable	Descripción	Cómo obtener el valor correspondiente
R	Cociente axial de una elipse	Medida del eje largo de la elipse y del eje corto de la elipse. $R = \text{longitud de eje largo} / \text{longitud corta del eje}$. R para un círculo es 1.0
Ri	Cociente inicial/indeformado de R	Para algunos fósiles que tengan siempre la misma elipticidad, podemos saber esto al principio. Si no, debemos utilizar el método de R_f/ϕ .
Rf	Razón final de R	Medimos cada eje de cada elipse en nuestro espécimen con una regla
Rs	Cociente de la elipse R de deformación	Por lo general esto es lo que queremos determinar
Phi ϕ	Angulo entre el eje X del sistema de coordenadas y el eje largo de una elipse en el estado final.	Medir con un transportador en la muestra.
Theta θ	El ángulo original entre el eje X del sistema de coordenadas y el eje largo de la elipse en el estado indeformado.	Nosotros generalmente no conocemos esto antes de que comencemos. Debemos reconstruirlo usando el método de R_f/ϕ .

Tabla 1: Nomenclatura utilizada en los estudios de elipses de deformación.

VIII.2) Método de Fry

VII.2.a) Descripción

Publicado en 1979 por N. Fry, el método de Fry es una técnica gráfica para determinar las elipses de deformación. El método asume que al inicio la distribución de puntos es uniforme o isotópica; que después de la deformación la distribución de puntos ya no es uniforme; donde ocurre extensión las

distancias entre los puntos se incrementan, mientras que donde ocurre contracción las distancias entre estos disminuyen; y la distancia máxima entre puntos ocurre paralelo a la dirección principal de deformación X mientras que las mínimas distancias ocurren paralelo a la dirección principal de deformación Z.

Las ventajas de este método son su rapidez y facilidad, puede ser usado en rocas que tengan presión-disolución a lo largo de los bordes de grano, y se aplica a granos en areniscas, ooides en calizas y clastos en conglomerados. Las desventajas son que requiere un mínimo de 25 puntos para obtener un resultado aceptable, que la estimación de elipticidad puede ser muy subjetiva, y por lo tanto inexacta, y no puede ser usado si las partículas analizadas tenían una dirección axial preferencial antes de la deformación. Otra limitante a tener en cuenta cuando se interpretan los resultados por este método es la heterogeneidad litológica de los clastos, ya que cada tipo litológico tiene una respuesta diferente frente a la deformación sufrida. Esto puede inducir a interpretaciones erróneas si la variedad clástica es grande, por lo tanto se recomienda utilizar una sola litología o separar las elipses resultantes según cada tipo de roca.

VII.2.b) Metodología

Se explicará la metodología tradicional remarcando las diferencias en la utilización del software para el tratamiento de los datos.

- 1- Marcar el centro de cada objeto sobre el papel, este sería nuestra Hoja de centros.

Para la marcación en el software, se realiza sobre la imagen cargada al programa, en este caso son imágenes de la matriz del conglomerado, debido a su homogeneidad composicional evitando diferencias en la deformación debido a las diferentes reologías de cada tipo de roca. Es importante remarcar que la imagen debe estar orientada con el N hacia arriba para luego hacer la conversión correcta de las medidas de Phi.

- 2- Copiar los puntos en un segundo papel y cambiar el punto central de referencia (hoja de referencia), ahora se tienen dos piezas idénticas de papel con todos los puntos.
- 3- Colocar la hoja de referencia sobre la hoja de centros.
- 4- Alinear el punto de referencia con otro punto de la hoja de centros.

- 5- Trazar todos los puntos de la hoja de centros en la hoja de referencia, se mostraran en diferentes locaciones debido a que se movió la hoja de referencia.
- 6- Repetir el proceso con el punto de referencia alineándolo con los otros puntos de la hoja de centros. Como producto final se obtendrá un lote de puntos (n^2-n puntos)
- 7- Si todo sale según lo planeado se debería ver una elipse de deformación alrededor del punto de referencia, que se mostrará como un área elíptica desprovista de puntos con un borde elíptico de concentración de puntos.

El software realiza estos pasos automáticamente simplificando el método y disminuyendo el tiempo utilizado.

- 8- Por último dibujar a propia interpretación el tamaño de la elipse de deformación y su orientación.

En el software el procedimiento es igual.

VIII.2.c) Resultados

Al final se obtiene una imagen con la elipse de deformación en esa sección del elipsoide conjuntamente con la razón R de la elipse y su ángulo Phi. La línea de referencia que toma el programa para calcular el ángulo Phi es la línea N-S, donde los ángulos hacia el Oeste serán negativos mientras que hacia el Este serán positivos y tomando como 0 el Norte, el Oeste como -90° y el Este como 90° .

A continuación se mostrarán los datos obtenidos mediante este software y una recopilación de los datos que de ellos se desprenden. Las muestras corresponden a la matriz del conglomerado a excepción de las L-7 y L-8 que pertenecen a los bancos de arenisca tobáceas dentro del conglomerado. La numeración no es correlativa debido a que se seleccionaron las muestras con mejor calidad para el conteo. Como poseen la misma composición se los toma como parte de un mismo conjunto.

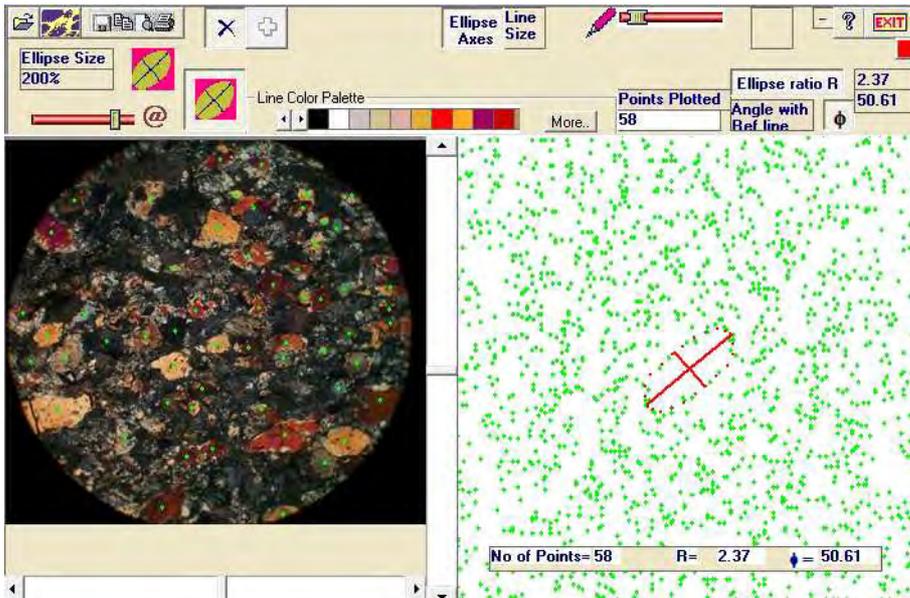


Figura 57 Muestra L-1. R: 2.37

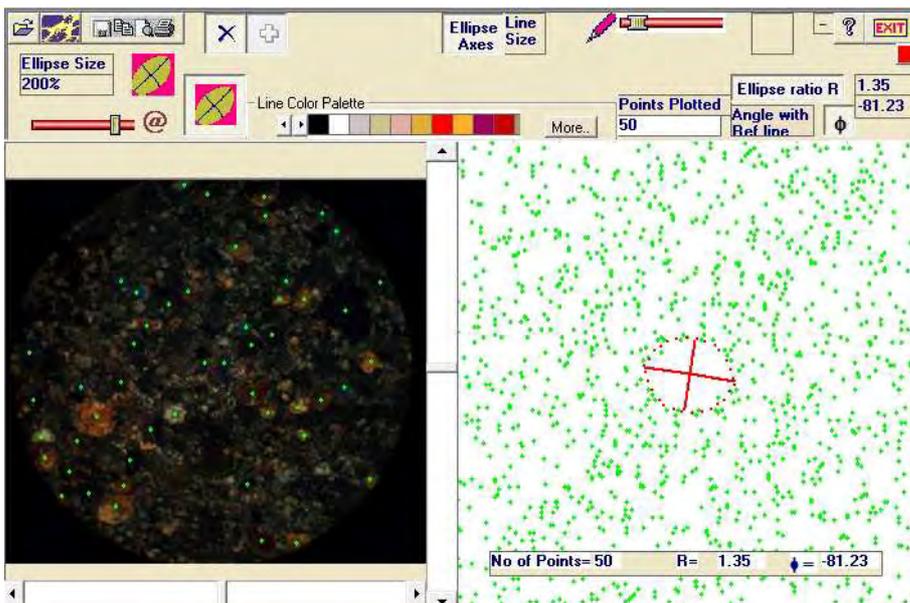


Figura 58 Muestra L-3. R: 1.35

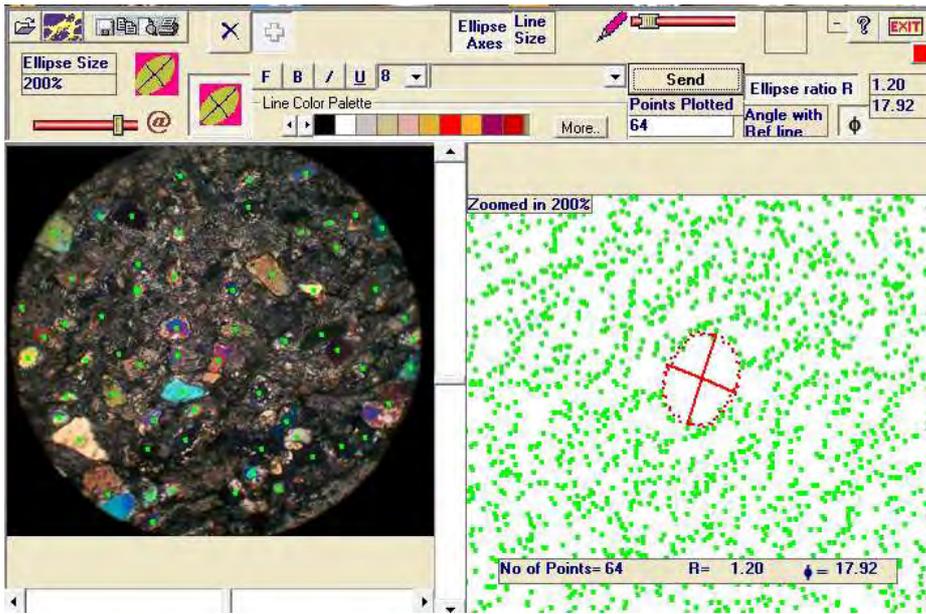


Figura 59 Muestra L-4. R: 1.20

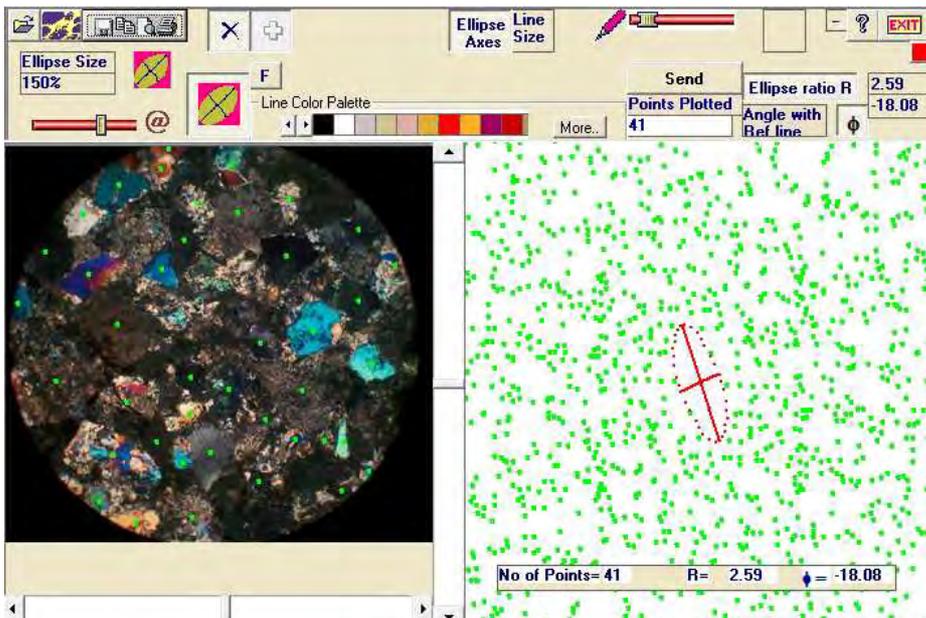


Figura 60 Muestra L-5. R: 2.59

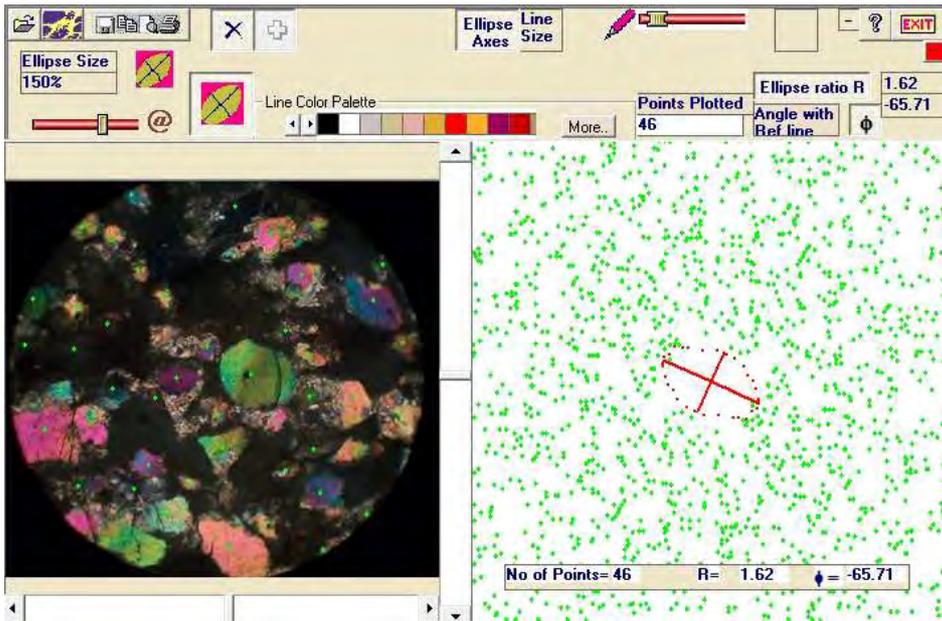


Figura 61 Muestra L-7. R: 1.62

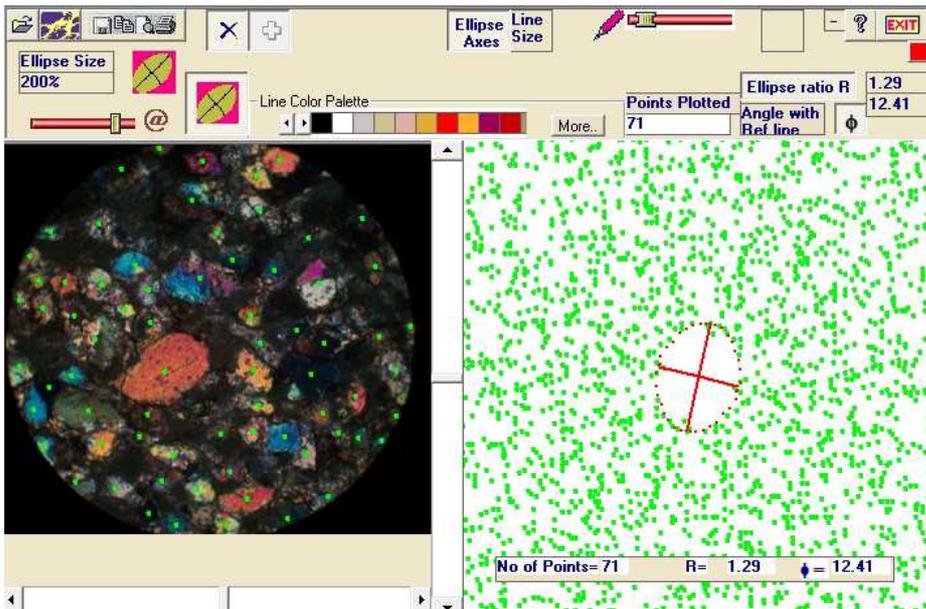


Figura 62 Muestra L-8. R: 1.29

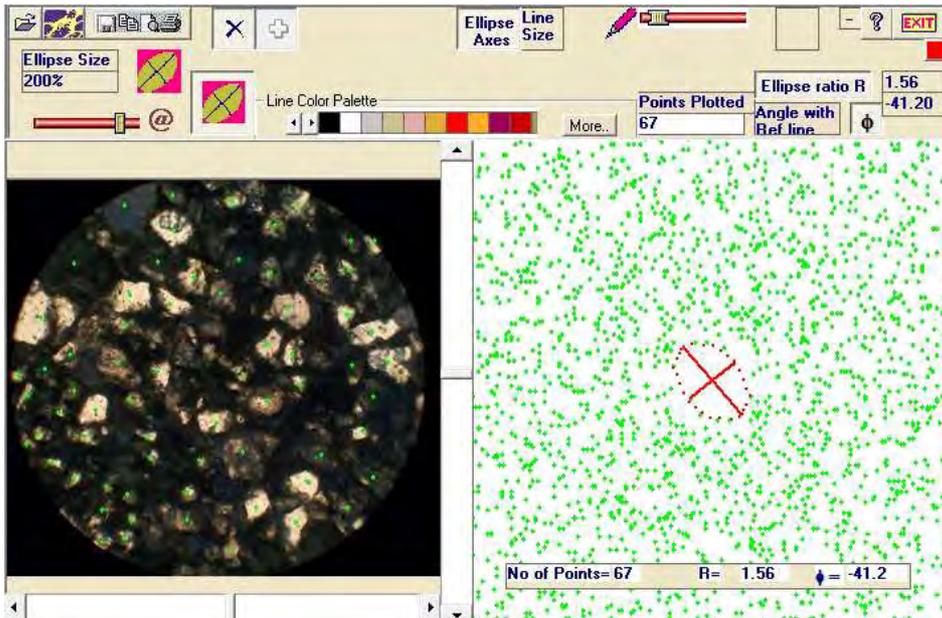


Figura 63 Muestra L-9. R: 1.56

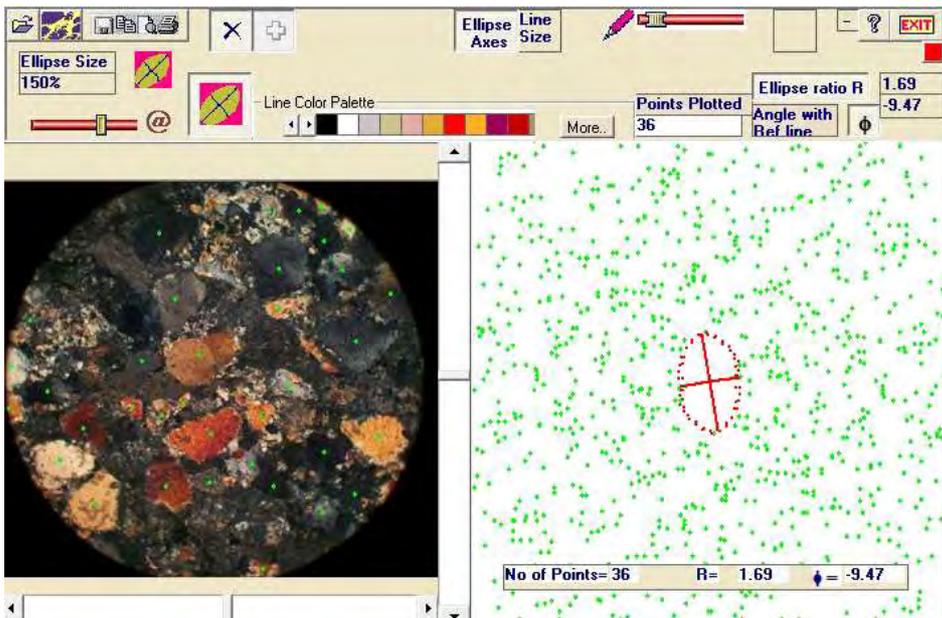


Figura 64 Muestra L-11. R: 1.69

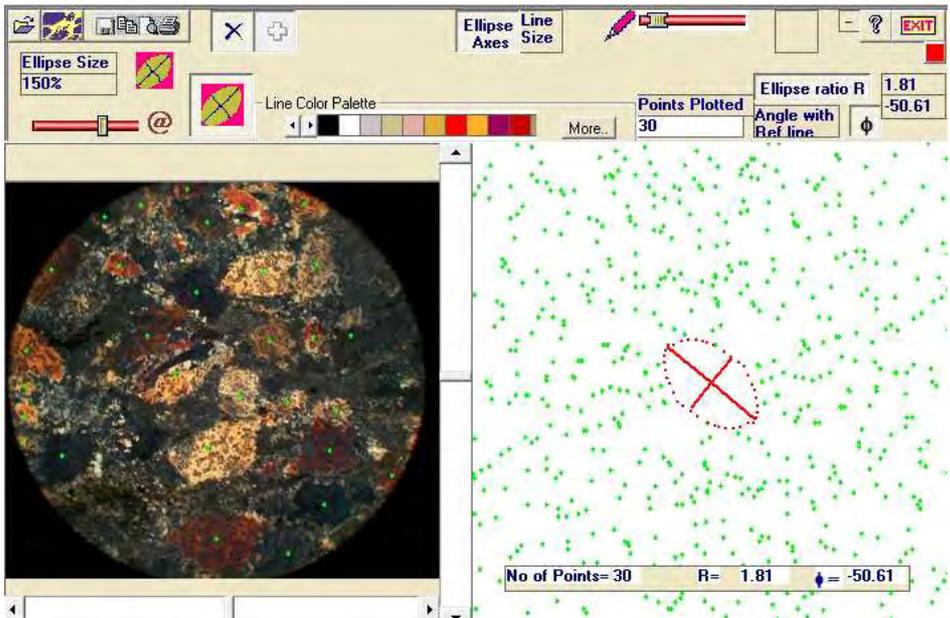


Figura 65 Muestra L-12. R: 1.81

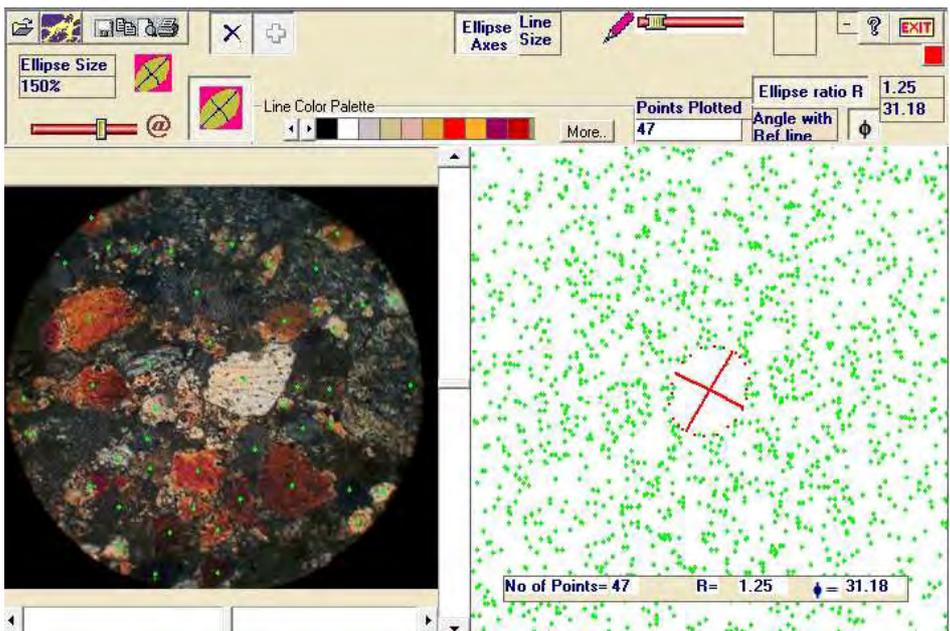


Figura 66 Muestra L-16. R: 1.25

N° Muestra	Cantidad de puntos	R	Phi	Rumbo Real
L-1	58.00	2.37	50.61	50.61
L-3	50.00	1.35	-81.23	98.77
L-4	64.00	1.20	17.92	17.92
L-5	41.00	2.59	-18.08	171.92
L-7	46.00	1.62	-65.71	114.29
L-8	71.00	1.29	12.41	12.41
L-9	67.00	1.56	-41.20	138.8
L-11	36.00	1.69	-9.47	170.53
L-12	30.00	1.81	-50.61	129.39
L-16	47.00	1.25	31.18	31.18

Tabla 2: Recopilación de los datos obtenidos mediante el método de Fry. Los valores de Phi son tomados en referencia al E como 90 con el N=0 y el S=0 con valores negativos. Rumbo real es el valor del rumbo del eje mayor de la elipse según la regla de la mano derecha.

Los rumbos de los valores de máximo estiramiento en esta elipse fueron tratados en una rosa de direcciones, la cual mostró 3 rumbos principales de direcciones: N-S, NW-SE y NE-SW. Considerando la dirección principal de la foliación (N125°) del cerro donde se tomaron las muestras para el análisis, se observó que una de las direcciones se corresponde con ésta. Los otros dos rumbos son, uno perpendicular a la foliación principal y la otra sesgada. La Zona de Cizalla de Sarandí del Yí solo ha provocado una rotación en los rumbos de los máximos estiramientos.

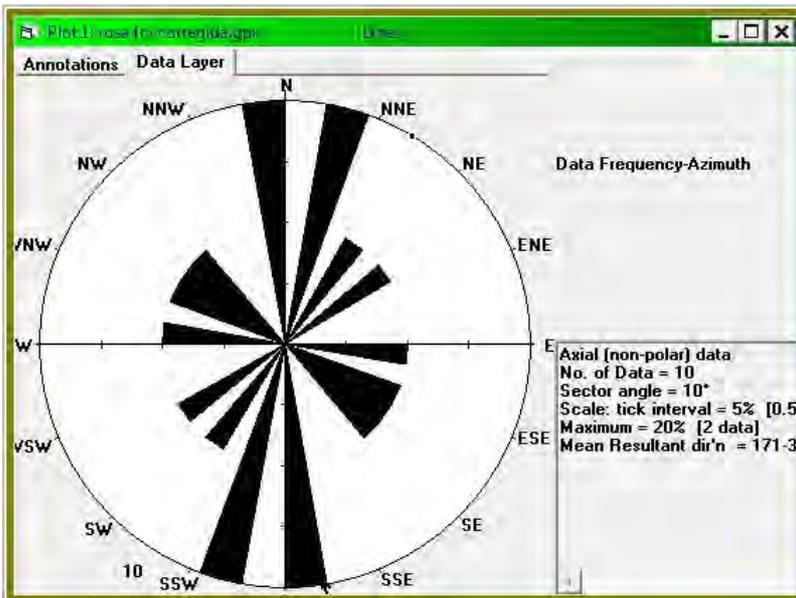


Figura 67 Rosa de direcciones de las medidas de Phi, según su cantidad, pasadas a rumbos reales mediante el método de Fry. Se pueden apreciar 3 medidas de direcciones principales, NW-SE, N-S y NE-SW.

El R, que es la razón axial de la elipse de deformación muestra valores que se concentran en estiramientos del 25% al 75% de sus valores iniciales en esta sección de la elipse, sin embargo no se podrá determinar los valores reales de deformación ni la dirección de máximo estiramiento mientras no se pueda medir un plano ortogonal al medido en este trabajo. De las 10 medidas hechas, 6 están presentes en el cuadrante SE donde a su vez se concentran las elipses con mayor razón axial a excepción de una.

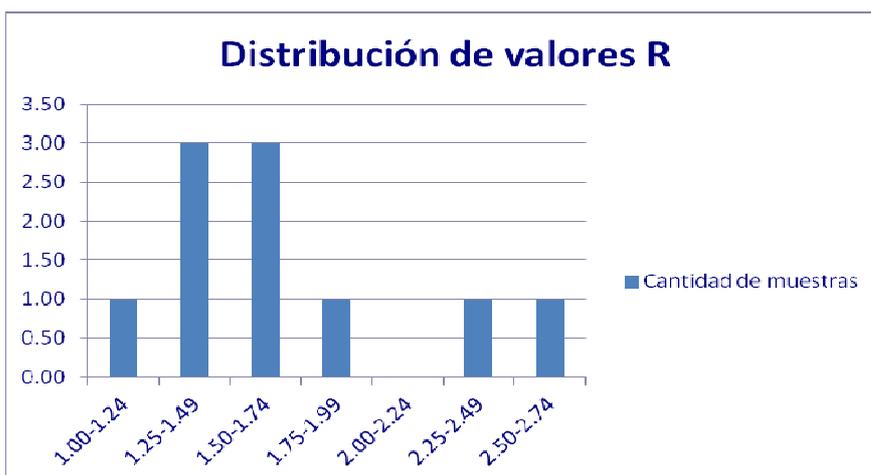


Figura 68 Distribución de los valores R de las elipses de deformación medidas mediante el método de Fry. La mayoría, 6 de ellas, se concentran en los rangos que van de un 25% a un 75% de estiramiento.

Los valores del eje principal de la elipse medida se dan en los rumbos NW-SE, con un promedio de valor de estiramiento de 1.59, dirección que coincide con el rumbo de la foliación principal. Debido a la influencia de la Zona de Cizalla de Sarandí del Yí, estos rumbos pudieron tener una dirección original N060°, similar al Haz de Diques de TPA. Las otras dos direcciones promedian juntas un valor R_s de 1.31 (sacando los valores extremos), si sacamos el valor que supera el promedio de la primer familia nos quedaría un nuevo promedio de 1.25.

VII.3) Método de Lisle

VIII.3.a) Descripción

Modificado por R. Lisle en 1977 del método de Ramsay (1967) y Dunnet (1969), se trata de otro método grafico en el cual se toman como marcadores de la deformación objetos que fueron elípticos previamente a la deformación.

Sus razones axiales y sus orientaciones finales se deben a una combinación de efectos debidos a su elipticidad previa a la deformación y deformaciones sobreimpuestas. Una línea pasiva rota en respuesta a un esfuerzo similar a una elipse de razón axial inicial muy grande.

Con marcadores que tengan idéntica elipticidad inicial, si son ploteados en una curva R_f/ϕ definen una curva

$$\cos 2\phi = \frac{(R_f + 1/R_f)(R_s + 1/R_s) - 2(R_i + 1/R_i)}{(R_f - 1/R_f)(R_s - 1/R_s)}$$

Ecuación 1:
con R_s y R_i como constantes.

En marcadores con idéntica orientación inicial definen una curva en un diagrama R_f/ϕ denominada curva Theta (Lisle 1977b). La variedad de orientación inicial de la familia de curvas Theta producidas radían del punto ($\phi=0, R_f=R_s$) y la grafica se obtiene sustituyendo los valores de R_s y θ (donde R_s es la razón axial de la elipse de deformación y θ el ángulo entre el eje mayor en el marcador y la dirección de máxima extensión en el inicio del estado indeformado) de la ecuación (Lisle 1977b)

$$R_f = \left[\frac{\tan 2\theta (R_s^2 - \tan^2 \phi) - 2R_s \tan \phi}{\tan 2\theta (1 - R_s^2 \tan^2 \phi) - 2R_s \tan \phi} \right]^{1/2}$$

Ecuación 2:

La mayor ventaja de este método es que se puede estimar la deformación para una amplia variedad de tipos de rocas, solo deben haber marcadores elípticos, subelípticos o paralelogramáticos. Inclusiones cuyos bordes hayan migrado durante la deformación no califican como marcadores. La cantidad mínima de datos aconsejados es entre 50 y 75.

A continuación se describe la metodología aplicada, utilizando las hojas de cálculo Excel desarrolladas, una en la UC Berkeley (d'Alessio, 2002) y la otra en el Trinity College de Dublin (Chew, 2003), ya que sin lugar a dudas reduce considerablemente el tiempo utilizado en el tratamiento de los datos recogidos. Las hojas utilizadas servirán para comparar diferentes herramientas para un mismo problema y obtener una verificación recíproca de los resultados obtenidos.

VII.3.b) Metodología

Se utilizaron 2 hojas de cálculo Excel desarrolladas en 2 universidades diferentes, la hoja de d'Alessio (2002) desarrollada en la UC Berkeley, EEUU, y la de Chew (2003) desarrollada en el Trinity College de Dublin. Primeramente

se describirá el procedimiento para el software de Berkeley y posteriormente el de Dublín.

Procedimiento para la hoja de cálculo desarrollada por d'Alessio (2002):

- 1- Leer la hoja README dentro del archivo Excel Rf_phi_PC.xls, ya que esta contiene referencias a la nomenclatura utilizada en las demás hojas de cálculo.
- 2- Seleccionar una muestra del campo con los objetos deformados que son actualmente elípticos y que se cree eran originalmente también elípticos. Para el presente trabajo se midieron los clastos directamente en el campo, sobre los afloramientos; para eso se tomaron las medidas en la parte cuspidal de los afloramientos debido a que se efectuaron las medidas en el plano XZ, paralelo a la superficie del terreno. Para que se puedan sacar conclusiones ciertas del método, es necesario que los clastos medidos sean de la misma litología o hacer varias elipses según el tipo litológico medido, esto debido a la diferencia de respuesta de cada roca frente a la deformación.
- 3- Mirando una sección representativa de las muestras se define un sistema de coordenadas. Se utiliza a menudo el Este-Norte, con el Norte hacia arriba. En el campo se tomó como línea de referencia la dirección principal de alineamiento de los clastos (N120°). Al trasladar los datos a la hoja de cálculo se hizo la corrección para el sistema de coordenadas Este-Norte donde los valores de los ángulos varían del +90° en el Norte al -90° en el Sur siendo el Este el 0. Ejemplo: un clasto con eje mayor N120° se ingresará a la hoja Excel con un valor de -30° por estar 30° al Sur del Este.
- 4- Medir con una regla cada uno de los ejes largos y cortos de cada objeto elíptico. Se tomaron 34 medidas de los ejes X y Z que se encontraban paralelos a la superficie.
- 5- Medir Phi usando un transportador o semicírculo, para encontrar el ángulo entre el eje mayor de la elipse y el eje X de su sistema de coordenadas. Cerciorarse de registrar este valor con la medida correspondiente del paso anterior. Los valores para Phi deben ser entre -90° y 90°. En el paso 3 se explicó el procedimiento para el ingreso de los valores medidos en campo.
- 6- Calcular el R_f para esta elipse ($R_f = \text{longitud de eje mayor} / \text{longitud de eje menor}$)
- 7- Repetición de los pasos 4, 5 y 6 para cada elipse en su sección representativa. En este trabajo se realizó el procedimiento en cada clasto que mostrara bien el plano XZ en los afloramientos.

- 8- Incorpore en el archivo Excel, en la hoja InputHere los valores de ángulo Phi y los valores de R_f calculados.

Input Your Data Here:	
Phi (degrees)	Rf (dimensionless)
-20	3.18
-32	3.15
-20	1.18
-20	2.28
-44	1.33
-38	1.64
-36	4.43
-35	1.42
-30	2.08
-20	1.5
-30	5.25
-32	4.5
-42	1.59
-44	3.06
-56	1.7
-54	1.81
-22	1.6
-34	1.76
-18	2.31
-38	3.12
-24	2.03
-18	1.67
-10	1.6
-36	3.2
-14	6.25
-45	2.29
-58	1.58
-45	3.57
-25	2.25
-30	2.5
-70	1.91
-46	5
-90	2.5
-58	2.31

Tabla 3 Valores de Phi y R_f medidos en cada objeto elíptico e ingresado en la tabla correspondiente.

- 9- Los datos deben aparecer como puntos púrpuras en el diagrama de la hoja InputHere (ver figura 59).

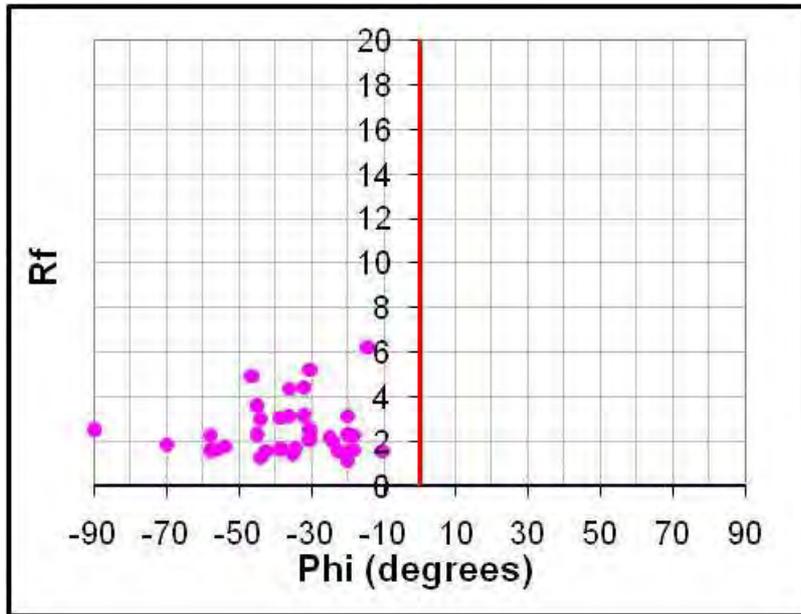


Figura 69 Diagrama R_f vs Φ en la hoja InputHere, donde aparecen los puntos purpuras de los datos ingresados en el paso anterior.

10-Para comenzar, fijar la dispersión = 0; $\Theta = 45$; $R_s = 1$; $R_i = 1$

Dispersion	Strain ellipse orientation offset from current axis		0
Theta			45
R_s			1.0
R_i	Initial Ellipticity		1.0

Tabla 4 Datos iniciales para la dispersión, Θ , R_s y R_i .

11-Examinar la distribución de puntos. La asimetría a través de una línea vertical espejo sugiere que las elipses tuvieron una orientación original preferencial. Si los puntos parecen asimétricos, continuar con el paso abajo. Si los puntos parecen simétricos saltar al paso 12.

La variable Θ como se podrá recordar describe la orientación original de la elipse. Se necesita experimentar con diversas combinaciones de R_s y Θ para lograr que la línea azul marino encaje en los datos.

Comenzar ajustando la dispersión de modo que la línea roja vertical corte a través el centro de la distribución de los datos.

Ajuste R_s hasta que la línea azul ocupe los valores mínimos de los datos. Debido a la manera de diseñar la hoja se deben ignorar los extremos de la línea azul y solo prestar atención a la parte central de la curva que posee forma de "U".

Ajustar Θ hasta que la línea azul contenga los datos.

Dispersion	Strain ellipse orientation offset from current axis		-35
Theta			55
Rs			1.4
Ri	Initial Ellipticity		1.0

Tabla 5 Primer ajuste de valores de dispersión, Theta y Rs. La figura 60 refleja los cambios en la gráfica Rf/Phi.

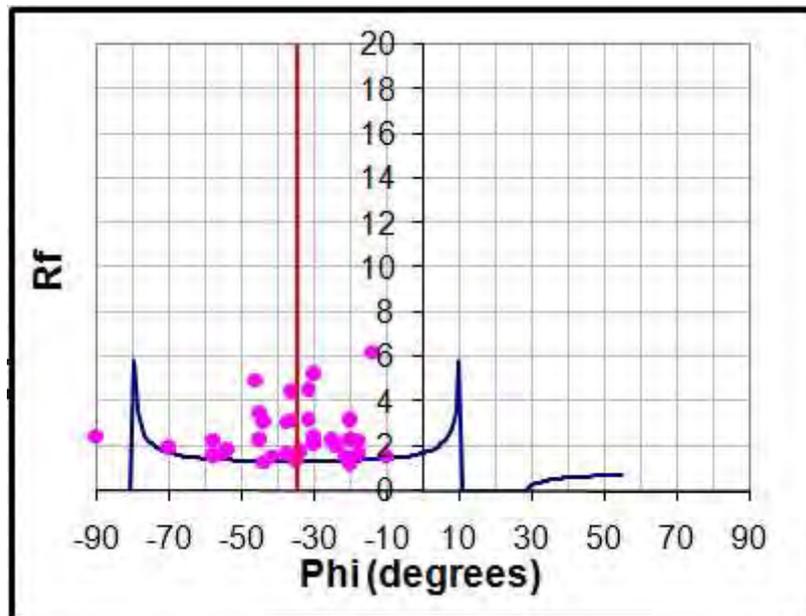


Figura 70 Líneas azul y roja obtenidas con los valores modificados que se muestran en la tabla 5.

12-Si los datos dan una distribución groseramente simétrica, se puede reconstruir la elipticidad inicial y la forma de la elipse de deformación.

Comenzar ajustando la dispersión de modo que la línea roja vertical corte a través del centro de la distribución de los datos.

Ajustar R_s hasta que las líneas azul y roja dividan los datos en aproximadamente 4 cuadrantes. Debido a la manera de diseñar la hoja se deben ignorar los extremos de la línea azul y solo prestar atención a la parte central de la curva en forma de "U".

Dispersion	Strain ellipse orientation offset from current axis		-35
Theta			55
Rs			2.3
Ri	Initial Ellipticity		1.0

Tabla 6 Modificación del valor de Rs para obtener aproximadamente 4 cuadrantes como se observa en la figura 61

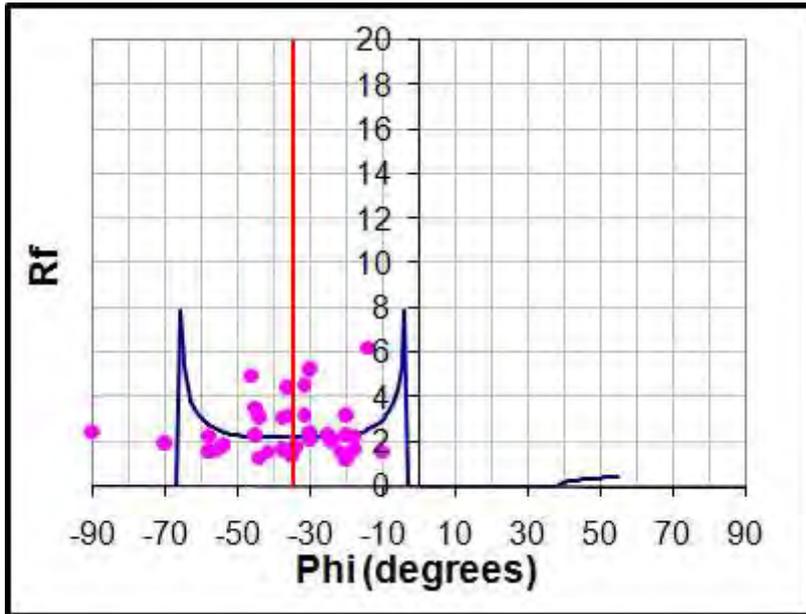


Figura 71 Cuadrantes obtenidos por la modificación del R_s como puede observarse en la tabla 6.

Aumentar R_i de modo que la curva roja abarque la mayor parte de los datos. El probable contorno será a gusto de cada uno, pero hay que intentar que entren la mayoría de los puntos.

Dispersion	Strain ellipse orientation offset from current axis		-35
Theta			55
R_s			2.3
R_i	Initial Ellipticity		2.6

Tabla 7 Variación del R_i para obtener la curva que mejor se ajuste a los datos recabados. Ver figura 62

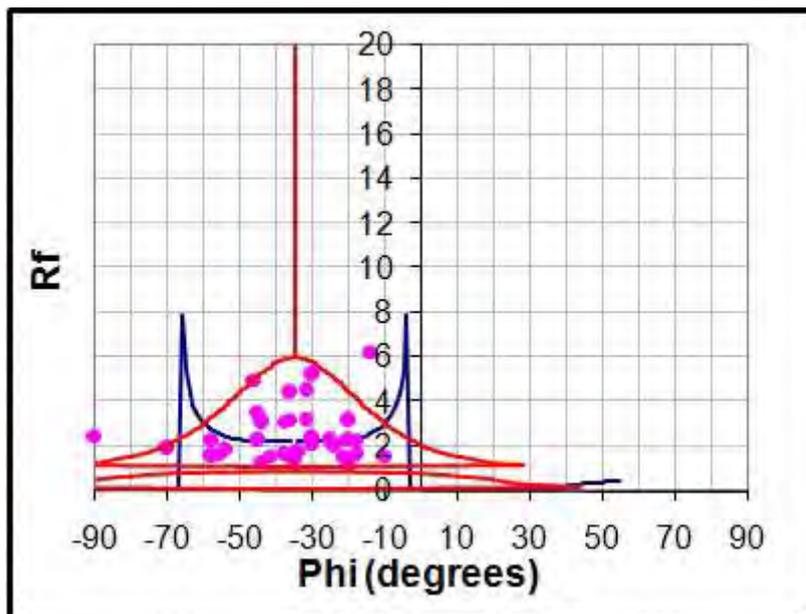


Figura 72 Gráfico final obtenido con los valores de la tabla 7.

Los datos también aparecerán ploteados en las hojas THETA_plot y RI_plot como se ve en las siguientes figuras 63 y 64.

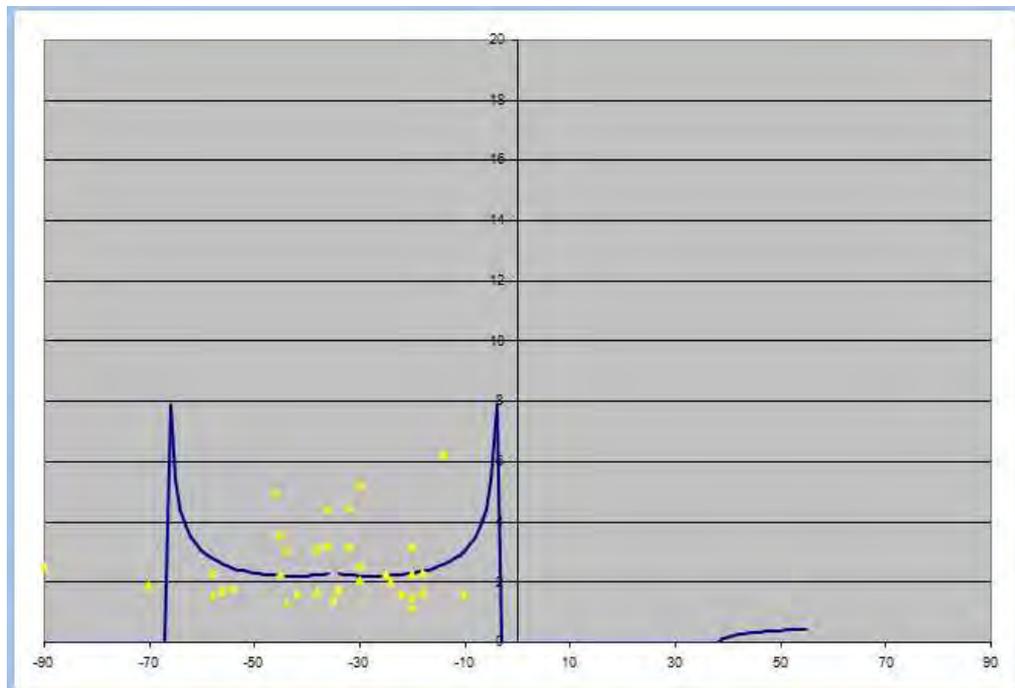


Figura 73 Ploteo final de los datos en la hoja Theta_plot

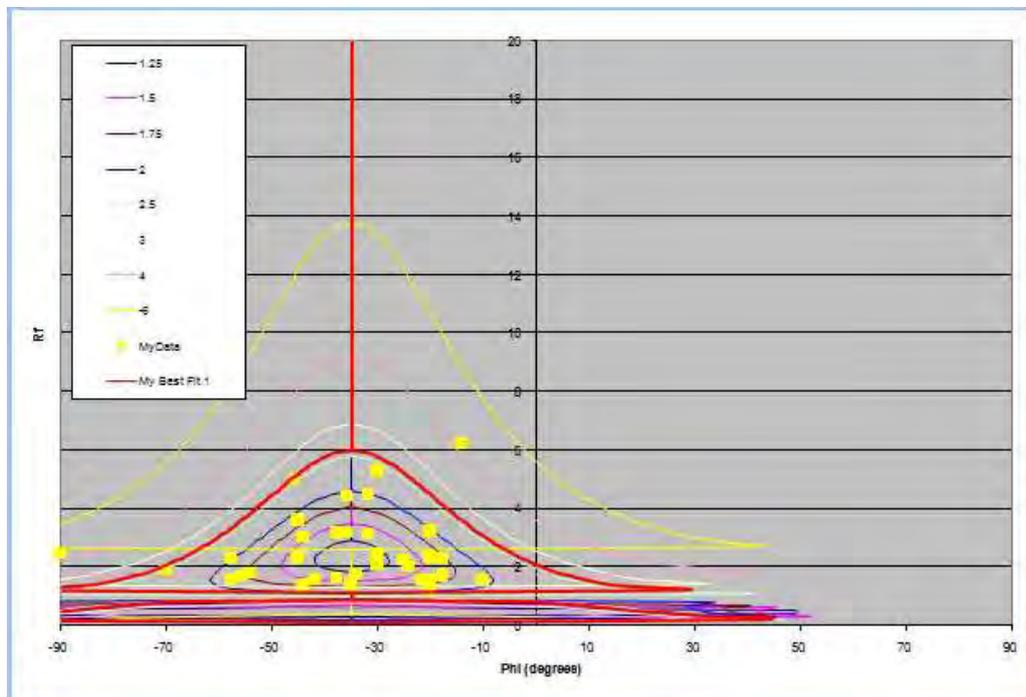


Figura 74 Gráfico final en la hoja RI_plot.

Procedimiento para la hoja de cálculo desarrollada por Chew (2003):

El Libro Excel de trabajo (RfPhi.xls) consta de dos hojas de cálculo (“Enter Data” y “Calculate R_s”) y dos cartas (“LnRf vs Phi” y “R_s vs X²”). Así que se hará una breve descripción de cada una y como se utiliza en el cálculo de la deformación.

“**Enter Data**”: tiene capacidad para 350 datos, los cuales corresponden a los ejes mayores y menores, además de la orientación del eje mayor respecto a una línea de referencia. Estos valores angulares varían entre -90° a 90°. La razón axial (Rf) de cada marcador se calcula de manera automática. Mientras que en un cuadro son mostradas la cantidad de muestras, la media y media armónica, el logaritmo natural de la media armónica y el Índice de simetría. Valores altos de éste índice indican datos simétricos mientras que bajos marcan asimetría.

Sample No.	Long	Short	Phi	R _f
	7.00	2.20	-20.00	3.1818
	4.10	1.30	-32.00	3.1538
	2.00	1.70	-20.00	1.1765
	1.60	0.70	-20.00	2.2857
	2.00	1.50	-44.00	1.3333
	1.80	1.10	-38.00	1.6364
	6.20	1.40	-36.00	4.4286
	4.40	3.10	-35.00	1.4194
	27.00	13.00	-30.00	2.0769
	4.50	3.00	-20.00	1.5000
	4.20	0.80	-30.00	5.2500
	4.50	1.00	-32.00	4.5000
	7.30	4.60	-42.00	1.5870
	5.20	1.70	-44.00	3.0588
	5.10	3.00	-56.00	1.7000
	14.50	8.00	-54.00	1.8125
	4.00	2.50	-22.00	1.6000
	3.00	1.70	-34.00	1.7647
	6.00	2.60	-18.00	2.3077
	12.80	4.10	-38.00	3.1220
	6.50	3.20	-24.00	2.0313
	10.00	6.00	-18.00	1.6667
	8.00	5.00	-10.00	1.6000
	4.80	1.50	-36.00	3.2000
	5.00	0.80	-14.00	6.2500
	4.80	2.10	-45.00	2.2857
	3.00	1.90	-58.00	1.5789
	5.00	1.40	-45.00	3.5714
	4.50	2.00	-25.00	2.2500
	4.00	1.60	-30.00	2.5000
	6.30	3.30	-70.00	1.9091
	7.00	1.40	-46.00	5.0000
	2.50	1.00	-90.00	2.5000
	3.00	1.30	-58.00	2.3077

Tabla 8 Tabla de datos obtenidos para este trabajo e ingresados en la hoja “Enter Data”. Los valores Rf son calculados automáticamente por el programa.

Con la introducción de los datos en la planilla y el cálculo automático del Rf, se obtienen los siguientes datos.

Number of data =	34
Vector mean =	-35.3251
Harmonic mean =	2.1579
Ln Harmonic mean =	0.7692
n_A =	9
n_B =	9
n_C =	7
n_D =	9
I_{SYM} =	0.94117647

Figura 75 Datos obtenidos de los valores ingresados en la tabla 8. Puede verse la cantidad de datos ingresados, vector medio, media armónica, logaritmo natural de la media armónica, cantidad de datos en cada cuadrante (A, B, C, D) y el índice de simetría.

“Ln R_f vs Phi”: es un grafico de R_f vs Phi para cada marcador de deformación. Los datos son ploteados de modo que la media de los datos Phi sea igual a 0. Después de calcular el R_s en “Calculate R_s”, las curvas R_i y Theta son calculadas y mostradas en el gráfico. Las curvas R_i se calculan usando la ecuación (A1,3) de (Lisle, 1985).

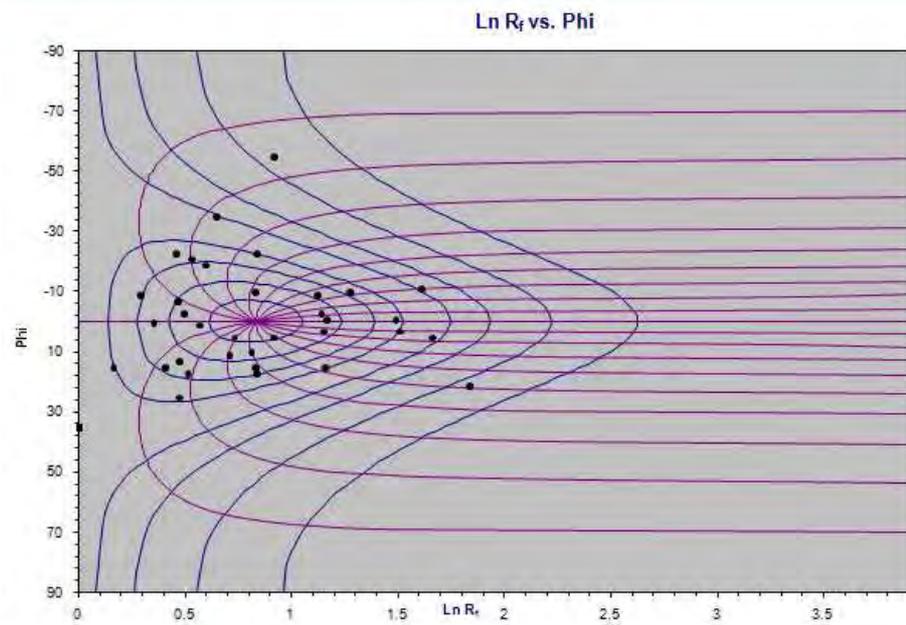


Figura 76 Datos ploteados y curvas R_i y Theta calculadas y mostradas en el gráfico R_f vs Phi.

“Calculate R_s ”: calcula el mejor parámetro X^2 (Chi cuadrado) al test de distribución Theta de (Lisle R. J., 1977) en un intervalo de deformación específico. Bajos valores de X^2 indican una distribución inicial de los valores de Theta uniforme (al azar). La elipse de deformación se calcula mediante la selección de una deformación particular que produzca la distribución inicial más aleatoria de orientaciones de los marcadores. Valores críticos se pueden ver en (Lisle R. J., 1985).

Para esto se debe introducir una deformación inicial, el número de pasos (máximo 75) y un incremento en los pasos en el cuadro de la izquierda.

R_s 1.74
Start R_s 1
No. of steps 75
Increment 0.02
χ^2 4.823529412

Tabla 9 Cuadro donde se introducen los valores de R_s inicial, número de pasos y el incremento en cada paso calculado, donde además aparece el mejor parámetro de Chi cuadrado calculado para este intervalo de deformación.

Apretando el botón “calculate” de la derecha, una macro calcula los parámetros que mejor se ajusten en el rango de deformación especificado y se grafica en la carta “ R_s vs X^2 ”. El valor de la deformación correspondiente al valor que suministra el mínimo X^2 se introduce automáticamente en el cuadro de más a la derecha (R_s value). Las curvas R_i y Theta se crean automáticamente para este esfuerzo en particular y se muestran en la carta “Ln R_f vs Φ_i ”.

χ^2 minimum 4.5294
 R_s value: 2.3

Calculate

Figura 77 Cuadro que muestra el X² mínimo correspondiente al valor Rs calculado. Debajo se encuentra el botón “calcúlate”.

No.	Rs	χ^2	28	1.54	33.35294	56	2.1	6.88235
1	1	72.76471	29	1.56	31.29412	57	2.12	6.88235
2	1.02	72.76471	30	1.58	31.00000	58	2.14	6.88235
3	1.04	67.47059	31	1.6	28.94118	59	2.16	6.88235
4	1.06	56.00000	32	1.62	28.94118	60	2.18	6.88235
5	1.08	56.00000	33	1.64	26.00000	61	2.2	6.88235
6	1.1	56.00000	34	1.66	26.00000	62	2.22	6.58824
7	1.12	56.00000	35	1.68	26.00000	63	2.24	5.41176
8	1.14	52.17647	36	1.7	23.94118	64	2.26	4.82353
9	1.16	52.17647	37	1.72	22.76471	65	2.28	5.41176
10	1.18	52.17647	38	1.74	21.58824	66	2.3	4.52941
11	1.2	52.17647	39	1.76	21.58824	67	2.32	7.47059
12	1.22	52.17647	40	1.78	21.58824	68	2.34	7.47059
13	1.24	46.29412	41	1.8	19.82353	69	2.36	7.17647
14	1.26	46.29412	42	1.82	18.94118	70	2.38	7.47059
15	1.28	43.35294	43	1.84	17.47059	71	2.4	6.29412
16	1.3	41.00000	44	1.86	15.11765	72	2.42	6.29412
17	1.32	41.00000	45	1.88	15.11765	73	2.44	6.29412
18	1.34	39.23529	46	1.9	13.35294	74	2.46	4.82353
19	1.36	39.23529	47	1.92	13.35294	75	2.48	4.82353
20	1.38	36.00000	48	1.94	11.58824			
21	1.4	36.00000	49	1.96	11.58824			
22	1.42	36.00000	50	1.98	11.58824			
23	1.44	36.00000	51	2	10.11765			
24	1.46	33.35294	52	2.02	8.94118			
25	1.48	33.35294	53	2.04	8.35294			
26	1.5	33.35294	54	2.06	6.88235			
27	1.52	33.35294	55	2.08	6.88235			

Tabla 10 Valores de Rs y Chi cuadrado calculados para cada paso. En los valores Rs se aprecia el incremento dado en la tabla 9.

“R_s vs X²”: muestra como el mejor parámetro X² varía con la deformación R_s sobre el rango de deformación especificado por el usuario. También se muestra la media armónica de los R_f.

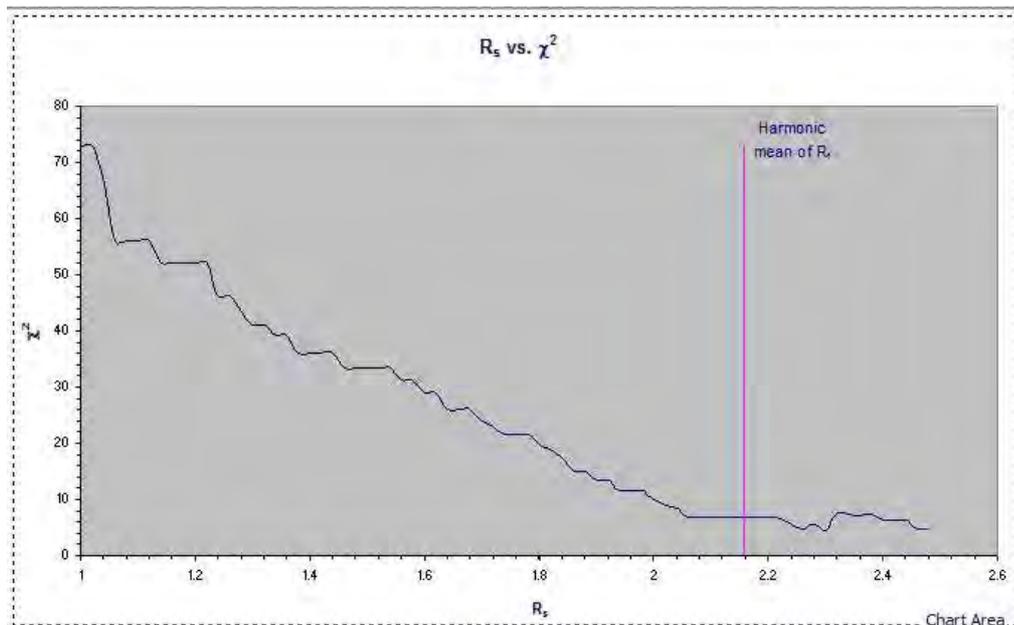


Figura 78 Gráfico R_s vs X^2 con el rango de Chi cuadrado especificado por el usuario y la media armónica de R_f .

VII.3.c) Resultados

Cuantitativamente los valores obtenidos por el método de Lisle utilizando los dos programas dan una deformación baja en esa sección del elipsoide medida. Los dos programas utilizados no muestran grandes diferencias entre sí, dando mayor confiabilidad a los datos obtenidos.

Si bien los R_i difieren, la magnitud de la deformación se mantiene. Incluso en el programa de Chew se pudo observar que al variar el R inicial, la magnitud de la deformación no cambia.

Los bajos valores de deformación posiblemente se deban a una diferencia en la competencia entre las diferentes rocas del área.

VII.4) Resultados generales

Luego de haber obtenido los resultados de la deformación por los métodos de Fry y Lisle utilizando 3 herramientas informáticas para ello, se puede concluir que la deformación no ha sido importante. La causa más probable es la diferencia entre competencias litológicas, los conglomerados se encuentran entre litologías menos competentes (metareniscas y filitas) que probablemente absorbieron parte de la deformación.

La deformación medida se debe a la presión a la que estuvieron expuestos los clastos durante el plegamiento del conglomerado. La posterior presencia de

la Zona de Cizalla Sarandí del Yí solo ha provocado la flexión de las litologías, como puede observarse con el Haz de diques del Terreno Piedra Alta, los cuales pasan de un rumbo N60-70E a E-W y luego a N60W. Ésta no afectó mayormente a las litologías del área de estudio más allá de la flexión sufrida.

Las otras litologías asociadas de la formación Paso Severino en el área estudiada (filitas y metareniscas) muestran desarrollo de esquistosidad (en particular las filitas) lo que implica un cambio de forma visible. Este contraste entre el grado de deformación de los metaconglomerados y las filitas puede hacer pensar que los primeros son más jóvenes que la Fm Paso Severino y que yacen discordantes sobre éstas. No obstante, las observaciones en varios afloramientos, muestran de manera inequívoca que los metaconglomerados se encuentran interestratificados con las demás litologías de Paso Severino por lo que forman parte de la misma secuencia vulcano-sedimentaria. La diferencia de deformación es únicamente un problema de diferente competencia (reología).

Conclusiones

1° - Luego de ver las intercalaciones de filitas y metareniscas dentro del metaconglomerado, podemos incluir a este dentro de lo que se define como Fm Paso Severino. El orden cronoestratigráfico con sus respectivas pertenencias es como sigue:

Mesozóico

- Basaltos Fm Puerto Gómez
- Riolitas y tobas Fm Arequita?

Paleoproterozóico

- Granodiorita
- Granito
- Fm. Paso Severino
 - Metaconglomerados
 - Metareniscas
 - Filitas

2° - La litología que predomina en el Cerro Figurita se trata de un metaconglomerado fuertemente litificado con epidotización y cloritización variable. De matriz cuarzosa con granos de tamaño arena media a gruesa, subredondeados a subangulosos se presenta matriz soportado con un porcentaje de matriz variable en todo el cuerpo litológico.

Sus clastos son en su mayoría de origen volcánico con predominio de litologías más riolíticas. Varían de tamaño granulo a bloque de hasta 40 cm. Los clastos menores se presentan subangulosos y tienden a redondearse a mayor tamaño. Su distribución es heterogénea en cantidad y predominio litológico, encontrándose mayor proporción de clastos metapelíticos hacia el Oeste del área de trabajo.

Posee una foliación principal S_1 aproximadamente E-W hacia el Oeste del área mientras que sobre la zona del Cerro Figurita estos rumbos cambian a $N120^\circ$ - 130° . Esta foliación acompaña de forma paralela a la S_0 del metaconglomerado y se encuentra verticalizada, con buzamientos que varían entre 70° y 88° hacia el SW en el flanco Sur y hacia el NE en el flanco Norte. Los valores más

inclinados se dan hacia los bordes del cerro. Tenemos además pliegues verticales menores en el límite Norte con la granodiorita.

Sus límites son de tipo intrusivo en el Norte con la granodiorita mientras que al Sur, el contacto visible en el Cerro Figurita con la metarenisca en una falla. Hacia el NW el contacto se encuentra cubierto. Al Oeste se pueden ver algunas intercalaciones con el metaconglomerado cerca de la localidad de Casupá y al Este parece cortarse en el Arroyo Tupambay que en ese sector fluye de Norte a Sur.

El metaconglomerado posee además intercalaciones de bancos de filitas y bancos más pequeños de metareniscas tobáceas, producto estas de un posible retrabajo de tufos.

3° - los cuerpos de toba gruesa discordantes sobre el cerro, y las riolitas que aparecen en el área podrían estar asociadas al magmatismo mesozoico de Fm Arequita.

4° - La limitación de poder medir un solo plano del elipsoide de deformación nos impide concluir sobre esta elipse en 3-D. Los datos que fueron recabados sobre la matriz por el uso del método de Fry, y los clastos medidos para la utilización del método R_f/Φ solo nos da una idea de una sección sobre un elipsoide del cual desconocemos su forma y orientación.

De contar en un futuro con secciones ortogonales al plano medido, se podrá estimar el elipsoide de deformación para esta área.

Las herramientas informáticas utilizadas en este trabajo agilizan el tratamiento de los datos recabados, dando mayores posibilidades de utilización en otras litologías a estudiar.

Con las limitaciones actuales solo se puede ver que los valores medidos en el plano horizontal XY sobre el Cerro Figurita arrojaron bajos valores de deformación en esta sección del elipsoide. Harán falta más medidas en otros planos ortogonales al medido para profundizar en lo que respecta al elipsoide de deformación.

Las diferencias de deformación observadas en las distintas litologías se atribuyen a un problema en la diferencia de competencias (reologías), ya que las filitas aparecen más afectadas por la deformación que los metaconglomerados y metareniscas.

La deformación observada en el área está asociada al plegamiento y desarrollo de esquistosidad de las litologías metamórficas y es previa a la Zona de Cizalla Sarandí del Yí (ZCSY). Lo que hace la ZCSY es solo flexionar los metaconglomerados de rumbos aproximadamente E-W a NW-SE sin deformarlos de manera significativa.

5° - El ambiente donde se forma el metaconglomerado sería un área volcánica explosiva con actividad sísmica. Están asociados a corrientes de turbidez de alta energía y se hallarían en una posición medial a distal de los centros eruptivos, ya que solo se han encontrado tobas.

Las tobas apoyadas de forma discordante sobre el cerro corresponderían a un evento posterior de edad mesozóica asociada a Fm Arequita.

Bibliografía

- Bossi, J. (1966). *Geología del Uruguay*. Montevideo: Dto. Publ. Univ. Col. Ciencias N° 2.
- Bossi, J., & Campal, N. (1992). Magmatismo y Tectónica Transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay. *Simp. Int. Paleoz. Inferior Ibero-America*, (págs. 343-356). Merida.
- Bossi, J., & Ferrando. (2001). *Carta Geológica del Uruguay. Escala 1:500.000*. Montevideo: Geo Editores SRL.
- Bossi, J., & Piñeyro, D. (1996). *Cabalgaduras hacia 1900 M.A. en el Terreno Piedra Alta*. Montevideo: in Bossi et al (eds) Taller de correlación Tandilia-Piedra Alta. CONICET (Argentina)-CSIC (Uruguay).
- Bossi, J., Ferrando, L. A., Cingolani, C., Piñeyro, D., Llambías, E., Schipilov, A., y otros. (1999). Segundo Taller Itinerante Terreno Piedra Alta. Resultados Científicos. Montevideo: Facultad de Agronomía.
- Bossi, J., Preciozzi, F., & Campal, N. (1993b). Predevoniano del Uruguay. Parte 1: Terreno Piedra Alta. *DINAMIGE*, 1-50.
- Campal, N. (1990). Aportes al conocimiento de la estratigrafía durante el Precámbrico medio del Uruguay (con énfasis en los departamentos de Florida y San José). *1° Congreso Uruguayo de Geología. Resúmenes Ampliados 1.*, (págs. 65-69). Montevideo, Uruguay.
- Castro Dorado, A. (1989). *Petrografía básica. Texturas, clasificación y nomenclatura de rocas*. Madrid: Paraninfo SA.
- Chew, D. M. (2003). An Excel spreadsheet for finite strain analysis using the Rf/Phi technique. *Computers & Geosciences* 29, 795-799.
- d'Alessio, M. (2002). *seismo.berkeley.edu*. Obtenido de UC Berkeley: http://seismo.berkeley.edu/~burgmann/EPS116/labs/lab8_strain/Rf_phi_PC.xls
- Fry, N. (1979b). Random Points distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics*, v.60, 89-105.
- Hartmann, L. A., Piñeyro, D., Bossi, J., & Leite, J. y. (2000). Zircon U-Pb SHRIMP dating of paleoproterozoic Isla Mala granitic magmatism in the Rio de la Plata craton, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences* vol 13 (2) (págs. 105-113). Elsevier.
- Lisle, R. J. (1977). Clastic grain shape and orientation in relation to cleavage from the Aberswyth, Wales. *Tectonophysics* 39, 381-385.
- Lisle, R. J. (1985). *GEOLOGICAL STRAIN ANALYSIS. A Manual for the Rf/Phi Method*. Oxford: Pergamon Press Ltd.

- Mutti, D., Bossi, J., & Di Marco, A. y. (1996). The Archean Vulcano Sedimentary San José Belt (Uruguay). *Symposium Archean Terranes of American Platform*, (págs. 26-27). Brasilia.
- Oyhantcabal, P., Medina, E., & Spoturno, J. (1990). Geología y Petrología del stock de Gabro del Arroyo Mahoma. *1° Congreso Uruguayo de Geología, resúmenes ampliados*, (págs. 115-121). Montevideo.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., & Wemmer, K. (2011). The Río de La Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *Int J Earth Sci* 100 , 201-220.
- Oyhantçabal, P., Spoturno, J., & Loureiro, J. (2007b). Caracterización geológica de las rocas Paleoproterozoicas de la región Centro-Sur del Uruguay (Terreno Piedra Alta-Cratón del Río de La Plata). *Actas V Congreso Uruguayo de Geología. CD ROM*.
- Pettijohn, F. J. (1976). *Rocas Sedimentarias*. Buenos Aires: EUDEBA .
- Piñeyro, D., & Bossi, J. (1998). Complejo Gabro-Granito post-orogenico Guaycurú, Uruguay. *IV Reunion de Mineralgía y Metalogenia*. Bahia Blanca: Universidad del Sur.
- Prakash P. Roday, M. K. (2010). A Computer Program for the Determination of Finite Strain Using Fry Methodh. *Journal Geological Society of India Vol.76* , 151-154.
- Preciozzi, F. (1993). *Petrography and geochemistry of five granitic plutons from South-central Uruguay. Contribution to knowledge of the Piedra Alta Terrane. PhD Thesis*. Québec: Université du Québec.
- Preciozzi, F., & Bourne, T. (1993). Petrography and Geochemistry of the Arroyo de la Virgen and Isla Mala plutons, Southern Uruguay. Early Proterozoic Tectonic Implications. *Journal of South American Earth Sciences* 6(3) , 169-181.
- Preciozzi, F., Bossi, J., & Morales, H. (1991). *The Uruguayan Crystalline Basement*. Valparaiso-Punta del Este: in: PODOZIS, CM (ed). Global Geoscience Transect.
- Santos, J., Hartmann, L., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., Piñeyro, D., y otros. (2003). Duration of the trans-Amazonian cycle and its correlation within South America Based on U-Pb SHRIMP Geochronology of the La Plata Craton, Uruguay. *Geol Rev* 45 , 27-48.
- Schipilov, A., Iardino, G., & Bossi, J. y. (1998). Gabros hornbléndicos Eo proterozoicos del Cinturón San José, Uruguay. (U. N. Sur, Ed.) *IV Reunión de Mineralogía y Metalogenia* , 309-316.
- Umpierre, M., & Halpern, M. (1971). Edades Rb-Sr en rocas cristalinas del sur de la R.O. del Uruguay. *Rev. Asoc. Geol. Argentina* 26(2) , 133-151.

Índice de figuras

FIGURA 1 MAPA DE LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO EN LA REPÚBLICA ORIENTAL DEL URUGUAY ..8	
FIGURA 2 DEMARCACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO SOBRE UNA CARTA TOPOGRÁFICA 1:50000 DEL SGM.8	
FIGURA 3 ESQUEMA DEL TERRENO PIEDRA ALTA DONDE SE OBSERVA EL ÁREA DE ESTUDIO ENMARCADA DENTRO DEL CINTURÓN SAN JOSÉ. BOSSI & FERRANDO (2001), CARTA GEOLÓGICA DEL URUGUAY, ESCALA 1:500000.	15
FIGURA 4 SE OBSERVA EL ÁREA DE ESTUDIO SOBRE LA CARTA GEOLÓGICA DEL URUGUAY DE BOSSI & FERRANDO (2001). LA LITOLÓGÍA PRINCIPAL QUE OCUPA LA ZONA ES REFERENCIADA COMO FAJA METAMÓRFICA, AL SUR FM MARISCALA (= FM PUERTO GÓMEZ) Y AL NORTE GRANITOIDES SIN- TECTÓNICOS, ADEMÁS APARECEN RESTOS DE FM LIBERTAD, APOYADA SOBRE LA FAJA METAMÓRFICA. FUERA DE ÁREA DE ESTUDIO, AL NORTE DE LOS GRANITOIDES SE OBSERVAN LA FAJA GRANITO-GNEISSICA Y TODO CERCENADO POR LA ZONA DE CIZALLA DE SARANDÍ DEL YÍ QUE CORRE CON RUMBO N-S. LOS NOMBRES DE REFERENCIA FUERON TOMADOS DE LA PROPIA CARTA GEOLÓGICA DEL URUGUAY DE DONDE FUE TOMADA LA IMAGEN.	16
FIGURA 5 DISTRIBUCIÓN DE LAS PRINCIPALES LITOLÓGÍAS HALLADAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO: MCG: METACONGLOMERADO; MAR: METARENISCA; FIL: FILITA; GRD: GRANODIORITA; GR: GRANITO; BAS: BASALTO.	18
FIGURA 6 ESTRATIFICACIÓN PLANAR EN METARENISCA, MUY SILICIFICADA Y CON CAVIDADES DE DISOLUCIÓN Y RELLENO DE HEMATITA.	19
FIGURA 7 METARENISCA MUY SILICIFICADA (CUARCITA) UBICADA EN EL BORDE SUR DEL CUERPO, ESTRUCTURA BORRADA Y PRESENTA RECRISTALIZACIÓN.	20
FIGURA 8 ESTRATIFICACIÓN CRUZADA EN AFLORAMIENTO DE METARENISCA, MUY PRÓXIMO AL METACONGLOMERADO.	20
FIGURA 9 CORTE PETROGRÁFICO DE UNA METARENISCA (CUARCITA) EN LP MOSTRANDO LOS GRANOS DE CUARZO FRACTURADOS POR RECRISTALIZACIÓN Y UNA LEVE FOLIACIÓN. DIÁMETRO DE CAMPO: 4 MM.....	21
FIGURA 10 VISTA EN LN DEL CORTE DE LA FIGURA 9. DIAMETRO DE CAMPO: 4 MM	21
FIGURA 11 FILITA. MUESTRA TOMADA A UNOS 200 M. DE PASO DE LOS TRONCOS EN EL DTO, DE LAVALLEJA.	22
FIGURA 12 AFLORAMIENTO DE FILITA EN EL ARROYO CASUPÁ. SE PUEDE OBSERVAR LA INTERCALACIÓN DE METARENISCA DE 4-5 CM DE ESPESOR CON LA FILITA. LA FILITA, MÁS TENAZ, PRESENTA MAYOR RELIEVE QUE LA METARENISCA QUE ES MÁS SUSCEPTIBLE A LA EROSIÓN. MAR: METARENISCA; FIL: FILITA.	23
FIGURA 13 MUESTRA DEL GRANITO A DOS MICAS PRESENTE AL SUR DE LAS METARENISCAS. NO AFLORA MUCHO Y SE ENCUENTRA MODERADAMENTE METEORIZADO.	24
FIGURA 14 DOS MUESTRAS DE LA GRANODIORITA QUE LIMITA AL NORTE DEL METACONGLOMERADO. SE LA PUEDE ENCONTRAR METEORIZADA PRINCIPALMENTE CERCA DE CAUCES DE AGUA COMO SE OBSERVA EN LA MUESTRA A, COMO TAMBIÉN MUESTRAS FRESCAS EN FORMA DE BOCHAS AFLORANDO EN LOS CAMPOS.	25
FIGURA 15 MUESTRA DE GRANODIORITA EN EL LÍMITE ESTE DEL ÁREA. MUESTRA CLORITIZACIÓN Y FOLIACIÓN.	26
FIGURA 16 AFLORAMIENTO DE LA GRANODIORITA DONDE PUEDE OBSERVARSE LOS ENCLAVES MICROGRANULARES MÁFICOS CON DEFORMACIÓN PLÁSTICA.	26
FIGURA 17 PLAGIOCLASA ZONEADA EN LÁMINA DELGADA Y LN. LAS BANDAS OSCURAS CORRESPONDERÍAN A PLAGIOCLASA MÁS RICA EN ANORTITA MIENTRAS QUE LAS CLARAS A PLAGIOCLASA MÁS RICA EN ALBITA, ES UNA ZONACIÓN DISCONTINUA Y OSCILATORIA. DIÁMETRO DE CAMPO: 4 MM.	27

FIGURA 18 MUESTRA DEL BASALTO CRETÁCICO MOSTRANDO LOS RECORTES DE VENILLAS CARBONÁTICAS Y SU TEXTURA MASIVA. AFLORA JUNTO AL CAMINO QUE LLEVA A CASUPÁ, SE HALLA EN UN ALTO TOPOGRÁFICO Y DESAPARECE ANTES DE LLEGAR AL A° TUPAMBAY	28
FIGURA 19 PORCENTAJE EN LA DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑOS (EN CM) DE CLASTOS CONTADOS EN CAMPO.	29
FIGURA 20 OTRA VISTA DE LA DISTRIBUCIÓN SEGÚN LEY EXPONENCIAL DE LOS CLASTOS, UTILIZANDO EL LARGO DE SU EJE MAYOR. LA DISTRIBUCIÓN ANDA PROMEDIANDO LOS 5 CM DE LONGITUD.	30
FIGURA 21 CORTE PETROGRÁFICO EN LP DEL MATERIAL FINO INTERCALADO EN EL METACONGLOMERADO. SE TRATARÍA DE UNA GRAUVACA DE MATRIZ PELÍTICA CON UNA IMPORTANTE FOLIACIÓN (FILITA), CARACTERÍSTICA OBSERVABLE EN LOS AFLORAMIENTOS EN LOS QUE SE ENCUENTRA. LOS GRANOS SON CUARZOSOS Y ANGULOSOS MATRIZ-SOPORTADOS. EL TAMAÑO DEL GRANO ES MUY FINO. DIÁMETROS DE CAMPO: 4 MM.	30
FIGURA 22 MISMO CORTE QUE FIGURA 21 EN LN. DIÁMETRO DE CAMPO: 4 MM.	31
FIGURA 23 DIQUES DE TRAQUITA, EN EL LÍMITE DEL METACONGLOMERADO CON LA GRANODIORITA ACOMPAÑANDO LOS PLIEGUES PROVOCADOS EN EL PRIMERO. SON FINOS DIQUES DE 3-4 CM DE ESPESOR. DIÁMETRO DE CAMPO: 4 MM.	31
FIGURA 24 MUESTRA DE MANO DE LA MATRIZ DEL METACONGLOMERADO. SE OBSERVA SU SILICIFICACIÓN Y TONALIDAD VERDOSA DEBIDO AL EPIDOTO. TAMBIÉN PRESENTA CUARZO BETA POR LO QUE DA LA PAUTA DE QUE PODRÍA TRATARSE DE UNA MATRIZ DE ORIGEN VOLCANICLÁSTICA. UNA VENILLA DE CUARZO RECORTA LA MATRIZ.	32
FIGURA 25 CLASIFICACIÓN GRANULOMÉTRICA DE LOS SEDIMENTOS DE UDDEN-WENTWORTH.	33
FIGURA 26 DOS CORTES PETROGRÁFICOS DE LA MATRIZ DEL CONGLOMERADO MOSTRANDO SU FÁBRICA VARIADA. MIENTRAS EN LA IMAGEN MÁS CHICA SE OBSERVA QUE LOS GRANOS SON FLOTANTES EN UNA MATRIZ PELÍTICA, LA IMAGEN MÁS GRANDE MUESTRA LOS GRANOS EN CONTACTO ENTRE SÍ. DIÁMETROS DE CAMPO: 4 MM.	34
FIGURA 27 AFLORAMIENTO DEL METACONGLOMERADO SOBRE EL CERRO FIGURITA DONDE TIENE SU MAYOR EXPRESIÓN TOPOGRÁFICA. SE PUEDE VER QUE LA CALIDAD DE LOS AFLORAMIENTOS PARA EL CONTEO DE CLASTOS NO ERA LA MÁS ADECUADA, LA VEGETACIÓN INCRUSTANTE DIFICULTABA OBSERVAR LOS CLASTOS MAS PEQUEÑOS.	35
FIGURA 28 AFLORAMIENTO DEL METACONGLOMERADO EN EL CERRO FIGURITA. AQUÍ LOS BUZAMIENTOS TIENEN ENTRE 85° Y 90°. SE OBSERVA HACIA EL NW.	35
FIGURA 29 CORTE PETROGRÁFICO EN LP DE CLASTO DE SERICITO-ESQUISTO. DIÁMETRO DE CAMPO: 4 MM.	36
FIGURA 30 CORTE PETROGRÁFICO EN LP DE CLASTO DE CUARCITA MICROCRISTALINA. DIÁMETRO DE CAMPO: 4 MM.	37
FIGURA 31 CORTE PETROGRÁFICO EN LP DE CLASTO DE METAPELITA MASIVA. DIÁMETRO DE CAMPO: 4 MM.	37
FIGURA 32 AFLORAMIENTO DE CLASTOS METAPELÍTICOS HACIA EL OESTE DEL CERRO FIGURITA, JUNTO AL CAMINO A LA LOCALIDAD DE CASUPÁ. SON CLASTOS DE TAMAÑO VARIABLE Y BAJA DEFORMACIÓN.	38
FIGURA 33 CORTE PETROGRÁFICO EN LP DE CLASTO PELÍTICO (C) EN CONTACTO CON LA MATRIZ ARENOSA PERTENECIENTE AL AFLORAMIENTO DE LA FIGURA 32. MATRIZ FRACCIÓN ARENA (QTZ) DE GRANO MEDIO A FINO CON CLASTOS SUB REDONDEADOS A SUB ANGULOSOS, CLASTOS SUSPENDIDOS EN UNA MATRIZ PELÍTICA Y CEMENTADOS POR SÍLICE. EL CLASTO PELÍTICO POSEE UNA ESTRUCTURA MASIVA Y NO SE OBSERVAN CRISTALES. EL CONTACTO CON LA MATRIZ SE ENCUENTRA FOLIADO Y HEMATITIZADO (C.H.). DIÁMETRO DE CAMPO: 4 MM.	39
FIGURA 34 CORTE PETROGRÁFICO DE RIOLITA SERICÍTICA EN LP. SE OBSERVAN RESTOS DE TEXTURAS ESFERULÍTICAS. DIÁMETRO DE CAMPO: 4 MM.	40
FIGURA 35 CORTE PETROGRÁFICO EN LP DE RIOLITA AFANÍTICA Y CLORITIZADA, TEXTURA PORFIRITICA CON FENOCRISTALES DE SANIDINA EN UNA MATRIZ ACIDA. DIÁMETRO DE CAMPO: 4 MM.	41

FIGURA 36 CORTE PETROGRÁFICO EN LP DE RIOLITA AFANÍTICA Y CLORITIZADA CON PRESENCIA DE CUARZO B. DIÁMETRO DE CAMPO 4 MM.....	41
FIGURA 37 CORTE PETROGRÁFICO DE BASALTO MICROCRISTALINO EN LP. DIÁMETRO DE CAMPO 4 MM.	42
FIGURA 38 CORTE PETROGRÁFICO EN LP DE BASALTO PORFIRÍTICO CON UN CRISTAL DE PLAGIOCLASA EN UNA MATRIZ AFANÍTICA. DIÁMETRO DE CAMPO: 4 MM,	42
FIGURA 39 CORTE PETROGRÁFICO EN LP DE TRAQUITA MICROCRISTALINA. DIÁMETRO DE CAMPO: 4 MM,	43
FIGURA 40 CORTE PETROGRÁFICO EN LP DE UNA ROCA MUY BIEN SELECCIONADA CON GRANOS DE CUARZO Y PLAGIOCLASA ANGULOSOS A SUBANGULOSOS EN UNA MATRIZ PELÍTICA. DIÁMETRO DE CAMPO 4 MM.	44
FIGURA 41 BLOQUE DE 40 CM DE LONGITUD EN POSICIÓN VERTICAL Y PARALELO A LA S_0 . SE ENCUENTRA UBICADO EN EL CERRO FIGURITA A POCOS METROS DEL LÍMITE CON LAS ARENISCAS DEL SUR. POSEE UNA ESTRATIFICACIÓN PLANAR LA CUAL HA QUEDADO POR LAS CARACTERÍSTICAS MORFOMÉTRICAS DEL BLOQUE DE FORMA PARALELA A LA S_0 DEL CONGLOMERADO. TAMBIÉN ESTARÍA CONFIRMANDO LA VERTICALIZACIÓN DE LA S_0 EN LOS FLANCOS DEL CERRO.....	44
FIGURA 42 CORTE PETROGRÁFICO EN LP DEL BLOQUE. SE TRATA DE UNA ARENISCA CUARZOSA Y UN 5% DE PL. ES CLASTO SOPORTADA CON CONTACTOS CÓNCAVOS CONVEXOS A SUTURADOS. GRANOS ANGULOSOS. POSIBLE RESTO DE ALGÚN DEPÓSITO DE LAPILLI-TUFO. DIÁMETROS DE CAMPO: 4 MM.	45
FIGURA 43 MISMO CORTE DE FIGURA 42 EN LN. DIÁMETRO DE CAMPO 4 MM.....	45
FIGURA 44 CORTE PETROGRÁFICO EN LN DE UNA MUESTRA DE LOS BANCOS DE ARENISCA TOBÁCEA INTERCALADOS EN EL METACONGLOMERADO, MUY SIMILAR A LA MATRIZ DE ÉSTE. CLASTOS SUBREDONDEADOS A SUBANGULOSOS. LA COMPOSICIÓN Y EL AMBIENTE DEPOSITACIONAL PODRÍA INDICAR QUE SON BANCOS DE TOBAS GRUESA O RETRABAJO DE MATERIAL FINO VOLCANICLÁSTICO NO SOLDADO. DIÁMETRO DE CAMPO: 4 MM.	46
FIGURA 45 FOTO SUPERIOR TOMADA MIRANDO HACIA EL SUR, EN LA CAÑADA QUE SE VE AL FONDO ES EL LÍMITE CON LAS ARENISCAS. FOTO INFERIOR MIRANDO HACIA EL NORTE. EL RUMBO DEL CUERPO ES $N255^\circ$. DC: DIQUE RIOLÍTICO; CG: CONGLOMERADO.....	47
FIGURA 46 CORTE PETROGRÁFICO DEL DIQUE RIOLÍTICO EN LN Y LP, DONDE SE OBSERVAN CRISTALES DE SANIDINA EN UNA MATRIZ AFANÍTICA Y SERICITIZADA. HAY CIERTA DIRECCIÓN DE FLUJO QUE AUN PUEDE OBSERVARSE. DIÁMETROS DE CAMPO: 4 MM.	48
FIGURA 47 TABLA DE CLASIFICACIÓN GRANULOMÉTRICA DE DEPÓSITOS Y ROCAS PIROCLÁSTICAS.....	49
FIGURA 48 AFLORAMIENTO DE TOBA GRUESA APOYADA DE FORMA DISCORDANTE SOBRE EL METACONGLOMERADO EN CERRO FIGURITA. VISTA HACIA EL NW.....	50
FIGURA 49 CORTE PETROGRÁFICO EN LN DE LOS DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS CON UN TAMAÑO DE ARENA MEDIA A FINA POR LO QUE SE PUEDE CLASIFICAR COMO UNA TOBA GRUESA. DE COMPOSICIÓN PRINCIPALMENTE CUARZOSA, CONSTITUYEN LA MATRIZ DE LOS GRANOS LÍTICOS MÁS GRANDES. DIÁMETROS DE CAMPO: 4 MM.	50
FIGURA 50 MISMO CORTE DE LA FIGURA 49 EN LP. DIÁMETRO DE CAMPO 4 MM.....	51
FIGURA 51 PRESENCIA DE CLASTOS SUBANGULOSOS A SUBREDONDEADOS DE TAMAÑO GUIJA, LOS CLASTOS MAS GRANDES PRESENTAN MAYOR REDONDEAMIENTO.....	52
FIGURA 52 DEPOSITOS DE CORRIENTES DE TURBIDEZ O TURBIDITAS. A LA IZQUIERDA UNA TURBIDITA DE BAJA DENSIDAD CON LA DIVISIÓN CLÁSICA. A LA DERECHA UNA TURBIDITA DE ALTA DENSIDAD MOSTRANDO LOS ESTADOS DE ALTA DENSIDAD (DIVISIONES S_{1-3}) Y LOS ESTADOS DE BAJA DENSIDAD RESIDUALES (DIVISIONES $T_{E,D,T}$). MODIFICADO DE LOWE (1982) Y STOW (1986). LA FASE CONGLOMERÁDICA SE ASEMEJA MÁS A UNA TURBIDITA DE ALTA DENSIDAD, PRINCIPALMENTE LOS ESTADOS S_{1-2} Y ZONAS DONDE PODRÍAN OBSERVARSE EL S_3 . EL ESTADO Tt SON LOS BANCOS ARENISCA TOBÁCEAS CON ESTRATIFICACIÓN CRUZADA.	53
FIGURA 53 MAPA GEOLÓGICO MOSTRANDO LA DISTRIBUCIÓN SUPERFICIAL DE LOS DIFERENTES LITOTIPOS PRESENTES EN LA ZONA DE TRABAJO CON SUS RESPECTIVAS RELACIONES DE	

CONTACTO. EN EL PERFIL GEOLÓGICO REALIZADO SE PUEDE OBSERVAR COMO LOS CONGLOMERADOS MUESTRAN UNA FOLIACIÓN QUE PODRÍA AVALAR LA HIPÓTESIS DE FLANCOS DE PLIEGUES, LOS CONTACTOS DE SUB SUPERFICIE SON INFERIDOS, DEBIDO A LA AUSENCIA DE DATOS DE PERFORACIONES.	54
FIGURA 54 ROSA DE DIRECCIONES DE FOLIACIONES MEDIDAS EN LA ZONA DE ESTUDIO.	55
FIGURA 55 ESTEREOGRAMA DE DOS FLANCOS DE PLIEGUE MEDIDOS EN EL CONGLOMERADO EN CONTACTO CON LA GRANODIORITA. CON FLANCOS N293, 40°NE Y N072, 65°SE, LA MEDIA DEL EJE DIÓ 23° AL N083.....	56
FIGURA 56 PLIEGUE DONDE SE TOMO LA MEDIDA DE LOS FLANCOS (CON LÍNEAS NEGRAS). LAS CAPAS MÁS RESISTENTES SE DEBEN POSIBLEMENTE A SILICIFICACIONES PROVOCADAS POR LOS FLUIDOS DE LA INTRUSIÓN DE LA GRANODIORITA.	57
FIGURA 57 MUESTRA L-1. R: 2.37.....	62
FIGURA 58 MUESTRA L-3. R: 1.35.....	62
FIGURA 59 MUESTRA L-4. R: 1.20.....	63
FIGURA 60 MUESTRA L-5. R: 2.59.....	63
FIGURA 61 MUESTRA L-7. R: 1.62.....	64
FIGURA 62 MUESTRA L-8. R: 1.29.....	64
FIGURA 63 MUESTRA L-9. R: 1.56.....	65
FIGURA 64 MUESTRA L-11. R: 1.69.....	65
FIGURA 65 MUESTRA L-12. R: 1.81.....	66
FIGURA 66 MUESTRA L-16. R: 1.25.....	66
FIGURA 67 ROSA DE DIRECCIONES DE LAS MEDIDAS DE PHI, SEGÚN SU CANTIDAD, PASADAS A RUMBOS REALES MEDIANTE EL MÉTODO DE FRY. SE PUEDEN APRECIAR 3 MEDIDAS DE DIRECCIONES PRINCIPALES, NW-SE, N-S Y NE-SW.....	67
FIGURA 68 DISTRIBUCIÓN DE LOS VALORES R DE LAS ELIPSES DE DEFORMACIÓN MEDIDAS MEDIANTE EL MÉTODO DE FRY. LA MAYORÍA, 6 DE ELLAS, SE CONCENTRAN EN LOS RANGOS QUE VAN DE UN 25% A UN 75% DE ESTIRAMIENTO.....	68
FIGURA 69 DIAGRAMA R_f VS PHI EN LA HOJA INPUTHERE, DONDE APARECEN LOS PUNTOS PURPURAS DE LOS DATOS INGRESADOS EN EL PASO ANTERIOR.	72
FIGURA 70 LÍNEAS AZUL Y ROJA OBTENIDAS CON LOS VALORES MODIFICADOS QUE SE MUESTRAN EN LA TABLA 5.....	73
FIGURA 71 CUADRANTES OBTENIDOS POR LA MODIFICACIÓN DEL R_s COMO PUEDE OBSERVARSE EN LA TABLA 6.....	74
FIGURA 72 GRÁFICO FINAL OBTENIDO CON LOS VALORES DE LA TABLA 7.	74
FIGURA 73 PLOTEO FINAL DE LOS DATOS EN LA HOJA THETA_PLOT.....	75
FIGURA 74 GRÁFICO FINAL EN LA HOJA RI_PLOT.	75
FIGURA 75 DATOS OBTENIDOS DE LOS VALORES INGRESADOS EN LA TABLA 8. PUEDE VERSE LA CANTIDAD DE DATOS INGRESADOS, VECTOR MEDIO, MEDIA ARMÓNICA, LOGARITMO NATURAL DE LA MEDIA ARMÓNICA, CANTIDAD DE DATOS EN CADA CUADRANTE (A, B, C, D) Y EL ÍNDICE DE SIMETRÍA.....	77
FIGURA 76 DATOS PLOTEADOS Y CURVAS R_i Y THETA CALCULADAS Y MOSTRADAS EN EL GRÁFICO R_f VS PHI.	77
FIGURA 77 CUADRO QUE MUESTRA EL X^2 MÍNIMO CORRESPONDIENTE AL VALOR R_s CALCULADO. DEBAJO SE ENCUENTRA EL BOTÓN "CALCÚLATE".....	79
FIGURA 78 GRÁFICO R_s VS X^2 CON EL RANGO DE CHI CUADRADO ESPECIFICADO POR EL USUARIO Y LA MEDIA ARMÓNICA DE R_f	80

Índice de tablas

TABLA 1: NOMENCLATURA UTILIZADA EN LOS ESTUDIOS DE ELIPSES DE DEFORMACIÓN.....	59
TABLA 2: RECOPIACIÓN DE LOS DATOS OBTENIDOS MEDIANTE EL MÉTODO DE FRY. LOS VALORES DE PHI SON TOMADOS EN REFERENCIA AL E COMO 90 CON EL N=0 Y EL S=0 CON VALORES NEGATIVOS. RUMBO REAL ES EL VALOR DEL RUMBO DEL EJE MAYOR DE LA ELIPSE SEGÚN LA REGLA DE LA MANO DERECHA.	67
TABLA 3 VALORES DE PHI Y R_f MEDIDOS EN CADA OBJETO ELÍPTICO E INGRESADO EN LA TABLA CORRESPONDIENTE.	71
TABLA 4 DATOS INICIALES PARA LA DISPERSIÓN, THETA, RS Y RI.	72
TABLA 5 PRIMER AJUSTE DE VALORES DE DISPERSIÓN, THETA Y RS. LA FIGURA 60 REFLEJA LOS CAMBIOS EN LA GRÁFICA R_f/PHI	73
TABLA 6 MODIFICACIÓN DEL VALOR DE RS PARA OBTENER APROXIMADAMENTE 4 CUADRANTES COMO SE OBSERVA EN LA FIGURA 61	73
TABLA 7 VARIACIÓN DEL RI PARA OBTENER LA CURVA QUE MEJOR SE AJUSTE A LOS DATOS RECABADOS. VER FIGURA 62.....	74
TABLA 8 TABLA DE DATOS OBTENIDOS PARA ESTE TRABAJO E INGRESADOS EN LA HOJA “ENTER DATA”. LOS VALORES R_f SON CALCULADOS AUTOMÁTICAMENTE POR EL PROGRAMA.....	76
TABLA 9 CUADRO DONDE SE INTRODUCEN LOS VALORES DE RS INICIAL, NÚMERO DE PASOS Y EL INCREMENTO EN CADA PASO CALCULADO, DONDE ADEMÁS APARECE EL MEJOR PARÁMETRO DE CHI CUADRADO CALCULADO PARA ESTE INTERVALO DE DEFORMACIÓN.	78
TABLA 10 VALORES DE RS Y CHI CUADRADO CALCULADOS PARA CADA PASO. EN LOS VALORES RS SE APRECIA EL INCREMENTO DADO EN LA TABLA 9.	79