

## **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

# **CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA, SEDIMENTOLÓGICA Y GEOQUÍMICA DE LA SECCIÓN BASAL DEL POZO SOL-6, FORMACIÓN LA QUINTA, CUENCA DE MARACAIBO, ESTADO ZULIA, VENEZUELA**

**Trabajo Especial de Grado  
Presentado ante la ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
Por la Br. Mora F. Surimar Y.  
Para optar al título de  
Ingeniero Geólogo**

**Caracas, Mayo de 2013**

## **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

# **CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA, SEDIMENTOLÓGICA Y GEOQUÍMICA DE LA SECCIÓN BASAL DEL POZO SOL-6, FORMACIÓN LA QUINTA, CUENCA DE MARACAIBO, ESTADO ZULIA, VENEZUELA**

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Dr. José Méndez Baamonde

TUTOR INDUSTRIAL: Ing. Marvin Baquero

**Trabajo Especial de Grado  
Presentado ante la ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
Por la Br. Mora F. Surimar Y.  
Para optar al título de  
Ingeniero Geólogo**

**Caracas, Mayo de 2013**

## CONSTANCIA DE APROBACIÓN

Caracas, Mayo de 2013

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por la Bachiller Surimar Mora, titulado:

**“CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA, SEDIMENTOLÓGICA Y GEOQUÍMICA DE LA SECCIÓN BASAL DEL POZO SOL-6, FORMACIÓN LA QUINTA, CUENCA DE MARACAIBO, ESTADO ZULIA, VENEZUELA”**

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geólogo, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran APROBADO.

---

Prof. Sebastián Grande  
Jurado

---

Prof. Mauricio Bermúdez  
Jurado

---

Prof. Dr. José Méndez  
Jurado

---

Ing. Marvin Baquero  
Tutor Industrial

## AGRADECIMIENTOS

A la ilustre Universidad Central de Venezuela, la casa que vence la sombras, por mi formación académica y de vida durante mi estadía como estudiante de pregrado.

A la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, donde he iniciado este maravilloso viaje perfeccionando y profesionalizando cada uno de mis conocimientos.

Al personal de la Biblioteca de Geología, Minas y Geofísica, por su valiosa colaboración durante el desarrollo de este trabajo.

A la Gerencia de Investigación Estratégica en Exploración de PDVSA INTEVEP S.A. por su apoyo, colaboración y financiamiento para llevar a cabo este Trabajo Especial de Grado.

A mi Tutor Industrial Marvin Baquero y mi Tutor Académico el Profesor José Méndez, por darme la oportunidad de trabajar en la ejecución de este proyecto, por su incondicional asesoría, apoyo y cooperación durante el desarrollo del mismo.

Al personal de la Nucleoteca la Concepción por su colaboración durante la elaboración de este proyecto.

A Jesús Duque por enseñarme el arte y dedicación en la realización de secciones delgadas.

A mis profesores Mauricio Bermúdez, Paúl Romero, Nuris Orihuela, Mauricio Hernández, Jesús Hernández, Rafael Falcón, Sebastián Grande, Lenin González, David Mendi, Víctor Padrón, Carolina Machillanda, Luis Fajardo, Ricardo Alezones, Enzo Caraballo, Ruthman Hurtado, Enrique Toribio, Feliciano De Santis, Luis Camposano, Orlando Méndez, Víctor Padrón, Roigar López, José Mederos y María Lorente por ser parte de mi formación académica.

A mis amigos y compañeros Anabell Blanco, Marcos Galindo, Edison Cadenas, Zully Albertini, Lailyn González (Cerebro), Raúl Coello (\m/), Mariam Sánchez, Matilde

Landaeta (Bombón Tropical), Rosa De Mola, Yhasira Cardona, Yismary Chacón, Fernanda Tabares, Marlene Flores, Yulisbet Minguelis (La Negra), Narvick García y Deniter Díaz (Mis Padres adoptivos), Thaidenor Ortuño, Yonkar Morillo (La Flor de Tucupita), Johely Zurita, Stepher Vera, Kenny Escobar (Tamiz), Ronny Carrero (Roro), Luis Carlos Romero (Gigoló), Andrés Ache (El Ronero), Marco Telo, Jorge Alvarado, Juan Zambrano, Osberth Gamero (Amado Amante), Adelmor Torres, Gaby Barroso (La Reina de Los Gloriosos Valles del Tuy), Roxana Calderón (Dora la Exploradora), Ivanessa Valecillos, Miguel Uzcátegui, Ana Cristina Hernández, Jesús Grillet, Freddy Goyo (Goyito), José Carrero, Betssymar Maza, Esnatlin Simoza; por su apoyo durante el recorrido de este camino, su compañía, consejos y su incondicional cariño (paciencia), por todos los momentos gratos y no tan gratos, siempre con la mirada en alto y viviendo el día a día lleno de alegrías, tristezas y rabietas.

A mis amigos de INTEVEP María Gabriela Rodríguez (esta niña, Hermana Mayor), Giorgio Sáez (Barni Armani), Airam González (Pequeña), María Alejandra García (Beyota), Andreina Caraballo (Campanita) y Julio Méndez, Guilliana Petter, Lilibeth Díaz, Kenia Bastidas, Maurice Dimas, Jagisette Perret, Maidelly Duran, Rose Mary Otazo, por todos los bellos gratos momentos llenos de alegrías y por toda esa chispa carismática que nos flecho a todos, llegue aquí sin saber que me llevaría más que un recuerdo de cada uno, su incondicional amistad, gracias por su apoyo.

A Henry Hernández, gracias por ser como eres y darme la oportunidad de ser parte de ti, por todos tus consejos y gran amistad, por cada momento compartido, cada enseñanza, cada risa, cada lágrima, porque nada ha sido en vano, bendición.

A mi madrina Chacha por acogerme siempre entre tus brazos y Dilyely Martínez (La Mía) por sus consejos, disposición y calidad humana.

Al Sr. Henry Hernández por estar siempre en cada momento dispuesto a brindar un consejo.

## DEDICATORIA

*A Pedro Gómez y María Foschi de Álvarez,*

*Por darme la oportunidad una vez más de caminar en este mundo y creer en mí.*

**MORA F. SURIMAR Y.**

**CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA, SEDIMENTOLÓGICA  
Y GEOQUÍMICA DE LA SECCIÓN BASAL DEL POZO SOL-6,  
FORMACIÓN LA QUINTA, CUENCA DE MARACAIBO,  
ESTADO ZULIA, VENEZUELA**

**Tutor académico: Dr. José Méndez B. Tutor Industrial: Ing. Marvin Baquero.  
Tesis, Caracas UCV. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, minas y  
Geofísica. 2013, p. 223.**

**RESUMEN**

**Palabras claves:** Petrografía, sedimentología, geoquímica, Pozo Sol-6, Formación La Quinta, Procedencia, Jurásico, Cuenca de Maracaibo, Campo Urdaneta.

Se realizó un estudio geológico integrado a través de la caracterización petrográfica, sedimentológica y geoquímica con la finalidad de interpretar la procedencia y ambiente tectónico en los sedimentos de la sección basal del pozo Sol-6 (18.190°-18.311'4'') ubicado en el campo Urdaneta (formaciones Río Negro y La Quinta), cuenca de Maracaibo. Con la descripción macroscópica del núcleo Sol-6 se establecieron tres facies: (a) Facies de arenisca conglomerática, (b) Facies limosa, y (c) Facies de conglomerado arenoso. Mediante el análisis petrográfico visual y modal se clasificaron las muestras en conglomerados arenosos, areniscas conglomeráticas y grauvacas.

La interpretación de la procedencia y ambiente tectónico se realizó mediante los diagramas de discriminación para ambientes tectónicos de Dickinson *et al.* (1979), Bhatia (1983), Roser y Korsch (1986), el análisis petrográfico modal sugiere fuentes de aportes muy variadas, mientras que los análisis geoquímicos establecen como fuentes de aporte un margen continental (activo-pasivo) y arco de islas con tendencia de orógenos reciclados. Los resultados aportados por los análisis geoquímicos tienen correlación con los nuevos datos geocronológicos de U-Pb en circones detríticos de la

sección basal del pozo Sol-6 (Baquero *et al.*, 2013), indicando como posibles fuentes de aporte, una mayoritaria (>80%) en el límite Pérmico-Triásico y otra menor (<20%) en el límite Triásico-Jurásico, esta última población indica que la edad máxima de depositación para esta unidad corresponde al período Triásico Tardío a Jurásico Temprano (~200 Ma). Estos datos son similares a las edades U-Pb en circón reportadas por van der Lelij *et al.* (2011) en rocas volcánicas basales de la Fm. La Quinta (202±1.6 Ma). Por lo cual, estos sistemas extensionales (intra-placa) se pudieron originar previo a la apertura de la región Caribe durante el Jurásico Superior.

Las fuentes de aporte estarían representadas mayoritariamente por cuerpos granitoides peraluminicos, de origen metasedimentario (tipo-S), de carácter félsico de arcos continentales activos y formados a lo largo del margen de los Proto-Andes durante la construcción de Pangea. Actualmente, estos cuerpos están representados por el basamento de la parte norte de la cuenca de Maracaibo (subsuelo y superficie) y Falcón occidental (subsuelo), mientras que una segunda y minoritaria población estaría representada de rocas volcánicas del Jurásico (van der Lelij *et al.*, 2011; Baquero, 2013). De acuerdo a los resultados obtenidos, los clásticos basales del pozo Sol-6 posiblemente tuvieron una fuente de aporte hacia el norte de la cuenca de Maracaibo.

## ÍNDICE GENERAL

	Página
AGRADECIMIENTOS	ii
DEDICATORIA	iv
ÍNDICE GENERAL	vii
ÍNDICE DE FIGURAS	x
ÍNDICE DE TABLAS	xxi
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	1
1.1 GENERALIDADES	1
1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	2
1.3 OBJETIVO GENERAL	2
1.4 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	2
1.5 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	3
1.6 JUSTIFICACIÓN	3
1.7 ALCANCES	3
1.8 TRABAJOS PREVIOS	5
1.8.1 Trabajos realizados en el pozo Sol-6	5
1.8.2 Trabajos que siguen la metodología de la investigación	5
1.8.3 Trabajos previos de interés para la investigación	6
1.9 METODOLOGÍA	7
1.9.1 Fase de adquisición de información	9
1.9.2 Fase de laboratorio	9
1.9.3 Fase de oficina	23
CAPÍTULO II: GEOLOGÍA REGIONAL	31
2.1 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA CUENCA MARACAIBO	31
2.2 EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y GEODINÁMICA DE LA CUENCA DE MARACAIBO	39

2.3	GEOLOGIA ESTRUCTURAL LOCAL DEL CAMPO URDANETA	47
2.3.1	Generalidades del campo Urdaneta	47
2.3.2	Alineamiento del Campo Urdaneta	48
2.4	ESTRATIGRAFÍA REGIONAL	51
2.4.1	Formación La Quinta	63
2.4.2	Conglomerado de Seco	66
2.4.3	Formación Río Negro	66
	CAPÍTULO III: MARCO TEÓRICO	70
3.1	PROCEDENCIA SEDIMENTARIA Y AMBIENTE TECTÓNICO	70
3.2	PETROGRAFÍA SEDIMENTARIA	72
3.2.1	Madurez textural y química en sedimentos siliciclásticos	73
3.3	PROCEDENCIA Y AMBIENTE TECTÓNICO	75
3.3.1	Petrografía modal y procedencia de clásticos sedimentarios	75
3.3.2	Geoquímica y procedencia de clásticos sedimentarios	78
	CAPÍTULO IV: ANÁLISIS DE RESULTADOS	86
4.1	DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA DEL NÚCLEO SOL-6	86
4.2	PETROGRAFÍA VISUAL	108
4.2.1	Conglomerados arenosos	109
4.2.3	Areniscas conglomeráticas	114
4.2.4	Grauvacas	119
4.2.5	Granito	121
4.2.6	Circones	123
4.3	PETROGRAFÍA MODAL Y AMBIENTE TECTÓNICO	125
4.3.1	Caracterización petrográfica modal	125
4.3.2	Diagrama ternario Q-F-L	126
4.3.3	Diagrama ternario Qm-F-Lt	130
4.3.4	Diagrama ternario Qm-P-K	133
4.3.5	Diagrama ternario Qp-Lv-Ls	135
4.4	GEOQUÍMICA Y AMBIENTE TECTÓNICO	138

4.4.1	Caracterización geoquímica	138
4.4.2	Geoquímica de elementos mayoritarios	140
4.4.3	Geoquímica de elementos traza	141
4.5	DIAGRAMAS DISCRIMINANTES Y AMBIENTE TECTÓNICO	141
	CAPÍTULO V: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	148
	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	153
	APÉNDICES	160
	APÉNDICE 1: IMÁGENES DEL NÚCLEO SOL-6	160
	APÉNDICE 2: OBSERVACIONES PETROGRÁFICAS	172
2.1	CONGLOMERADOS ARENOSOS	172
2.2	ARENISCAS CONGLOMERÁTICAS	201
2.3	GRAUVACAS	209
2.4	GRANITO	212
2.5	CIRCONES	214
	APÉNDICE 3: DATACIONES U-Pb EN CIRCONES DETRÍTICOS	221
	ANEXOS	223
	ANEXOS 1: REGISTRO SEDIMENTOLÓGICO DETALLADO DEL NÚCLEO SOL-6	223

## ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Ubicación geográfica del área de estudio.	4
Figura 2. Flujograma metodológico.	8
Figura 3. A) Recubrimiento de la muestra con resina Epotek y colorante azul. B) Campana de vacío. C) Muestra impregnada de resina dentro del horno Carbolite. D) Máquina Desbastadora Low Speed Buehler. E) Muestra pasada por los abrasivos de carburo de silicio. F) Secciones finas con acabado final.	12
Figura 4. A) Microscopio de luz polarizada marca Zeiss modelo AXIOSKOP 40. B) Contador electrónico marca James Swift modelo 'E'.	13
Figura 4. Clasificación del tamaño de las gravas, arenas, limos y arcillas como sedimento y la roca correspondiente, Udden-Wentworth (1922). Tomado de Méndez (2006).	14
Figura 6. Clasificación de las areniscas según Dott (1964). Tomado de Méndez (2006).	15
Figura 7. Clasificación para conglomerados y areniscas de grano muy grueso a conglomeráticas. Tomado y modificado de Nichols (2009).	16
Figura 8. Planilla para el estudio petrográfico de arenisca.	17
Figura 9. Planilla para el estudio petrográfico de conglomerado.	18
Figura 10. Planilla para el estudio petrográfico de rocas ígneas y metamórficas.	19
Figura 11. A) Mortero de circonio. B) Muestra previamente triturada. C) Molino automático vibratorio de circonio. D) Muestra pulverizada. E) Muestras pulverizadas para los análisis geoquímicos.	22
	23

- Figura 12. A) Muestra previamente pulverizada. B) Capsula plástica de polietileno. C) Espectrómetro de fluorescencia de rayos X Axios Petro.
- Figura 13. Diagrama ternario de procedencia tectónica. Q: cuarzo total (incluyendo granos monocristalinos), F: total de granos de feldespatos (incluyendo granos monocristalinos), L: total de fragmentos líticos (incluyendo granos policristalinos). Tomado y modificado de Dickinson y Suczek (1979). 24
- Figura 14. Diagrama ternario de procedencia tectónica. Qm: cuarzo total (incluyendo granos monocristalinos). F: total de granos de feldespatos (incluyendo granos monocristalinos). Lt: total de fragmentos líticos policristalinos, incluyendo cuarzos estables. Tomado y modificado de Dickinson y Suczek (1979). 25
- Figura 15. Diagramas ternarios de procedencia tectónica. Qp: cuarzo policristalino, principalmente chert. Lv: total de fragmentos de rocas volcánicas-metavolcánicas. Ls: fragmentos de rocas sedimentarias y metasedimentarias inestables. Tomado y modificado de Dickinson y Suczek (1979). 25
- Figura 16. Diagramas ternarios de procedencia tectónica. Qm: cuarzos. P: plagioclasas y feldespatos. K: feldespatos potásicos. Tomado y modificado de Dickinson y Suczek (1979). 26
- Figura 17. Diagrama de discriminación para ambientes tectónicos en rocas sedimentarias (Bhatia, 1983). Tomado y modificado de Rollison (1993). 26
- Figura 18. Diagrama de discriminación para ambientes tectónicos en rocas sedimentarias (Bhatia, 1983). Tomado y modificado de Rollison (1993). 27
- Figura 19. Diagrama de discriminación para ambientes tectónicos en rocas sedimentarias (Bhatia, 1983). Tomado y modificado de Rollison (1993). 27
- Figura 20. Diagrama de discriminación para ambientes tectónicos en rocas sedimentarias (Roser *et al.*, 1986). Tomado y modificado de Rollison (1993). 28
- Figura 21. Diagrama de discriminación para ambientes tectónicos en rocas sedimentarias (Roser *et al.*, 1986). Tomado y modificado de Rollison (1993). 28

Figura 22. Diagrama de discriminación para ambientes tectónicos en rocas sedimentarias (Roser <i>et al.</i> , 1986). Tomado y modificado de Rollison (1993).	29
Figura 23. Diagrama de discriminación para ambientes tectónicos. Tomado y modificado de Pearce <i>et al.</i> (1984).	29
Figura 24. Diagrama de peraluminosidad. Tomado y modificado de Maniar y Piccoli (1989).	30
Figura 25. Sección estructural regional de La Cuenca del Lago de Maracaibo Tomado de Parnaud <i>et al.</i> (1995).	32
Figura 26. Supersecuencias y los procesos más importantes que describen la geología de la zona, mostrando las falla delimitantes del bloque de Maracaibo. Tomado de Parnaud <i>et al.</i> (1995).	34
Figura 27. Distribución de las rocas jurásicas en Venezuela. Sierra de Perijá (1), basamento en el subsuelo de la cuenca de Maracaibo (2), los Andes (3), subsuelo de las cuencas de Barinas-Apure y Oriental (grábenes de Apure-Mantecal y Espino) Serranía del Interior (4). Tomado de Bartok (1993), Passalacqua <i>et al.</i> (1995) y Lugo y Mann (1995).	35
Figura 28. Distribución de facies sedimentarias dominantes durante el (Cretácico Temprano) al Norte del Cratón de Guayana. Tomado de WEC, Schlumberger (1997).	36
Figura 29. Migración del frente de deformación del Caribe hacia el este-suroeste en Venezuela occidental. Los límites entre el Bloque Andino y el Suramericano se encontraban aproximadamente donde actualmente se encuentran los sistemas de fallas de Santa Marta-Bucaramanga (SM-B) y Boconó (B), tomado de Yoris & Ostos (1997).	37
Figura 30. Mapa estructural de la cuenca de Maracaibo para el Pleistoceno. Se muestran los sistemas de fallas y los plegamientos existentes en toda la cuenca.	38
Figura 31. Colmatación de las cuencas antepaís y levantamiento regional del norte de Venezuela. Tomado de Macellari (1995).	39

Figura 32. Fases de deformación y estilos estructurales. Tomado y modificado de De Toni <i>et al.</i> (1994).	44
Figura 33. Mapa estructural al tope del Cretácico (contornos en pies), donde se aprecian las alineaciones del Campo de Urdaneta. Tomado de De Toni <i>et al.</i> (1994).	50
Figura 34. Cuadro de correlación estratigráfica de la cuenca de Maracaibo, Léxico Estratigráfico de Venezuela (2012).	52
Figura 35. Mapa esquemático donde se muestra la orientación y geometría de las estructuras distensivas jurásicas en el área de la cuenca de Maracaibo. Tomado y modificado de De Toni <i>et al.</i> (1994).	53
Figura 36. Mapa de distribución de basamentos pre-Cretácicos en la cuenca de Maracaibo. Tomado y modificado de De Toni <i>et al.</i> (1994).	54
Figura 37. Mapa de distribución de sedimentos jurásicos en el occidente de Venezuela y Colombia oriental. Tomado y modificado de Maze (1984).	55
Figura 38. Perfil geológico generalizo del paleozoico sin diferenciar y del ciclo sedimentario Tinacoa-Conglomerado de Seco, entre el caño Caliche hasta su confluencia con el río el Palmar y aguas abajo hasta la hacienda María Lionza. 1, 2, 3,4: localidades fosilíferas. Tomado de Odreman y Benedetto (1977).	69
Figura 39. Madurez textural y química en sedimentos clásticos. Tomado de Méndez (2006).	74
Figura 40. Arenisca conglomerática.	87
Figura 41. Arenisca conglomerática.	87
Figura 42. Arenisca conglomerática.	88
Figura 43. Arenisca conglomerática.	88
Figura 44. Limolita (L) en contacto erosivo con Arenisca conglomerática (Ac).	89

Figura 45. Arenisca conglomerática.	90
Figura 46. Conglomerado arenoso.	91
Figura 47. Conglomerado arenoso.	91
Figura 48. Conglomerado arenoso.	92
Figura 49. Limolita rojiza.	92
Figura 50. Conglomerado arenoso.	93
Figura 51. Conglomerado arenoso.	93
Figura 52. Conglomerado arenoso.	94
Figura 53. Arenisca conglomerática gris verdoso.	95
Figura 54. Arenisca conglomerática rojizo claro.	95
Figura 55. Conglomerado arenoso.	96
Figura 56. Conglomerado arenoso.	97
Figura 57. Arenisca conglomerática.	97
Figura 58. Conglomerado arenoso (Ca) y arenisca conglomerática (Ac).	99
Figura 59. Limolita de color gris claro.	99
Figura 60. Limolita de color gris claro con fracturas rellenas de material carbonático.	100
Figura 61. Limolita de color rojizo.	101
Figura 62. Arenisca conglomerática con fracturas rellenas de material carbonático.	101

Figura 63. Conglomerado arenoso.	102
Figura 64. Arenisca conglomerática.	102
Figura 65. Conglomerado arenoso.	103
Figura 66. Arenisca conglomerática.	103
Figura 67. Conglomerado arenoso con fracturas rellenas de material carbonático y pirita.	104
Figura 68. Arenisca conglomerática.	104
Figura 69. Conglomerado arenoso.	105
Figura 70. Conglomerado arenoso.	105
Figura 71. Conglomerado arenoso.	106
Figura 72. Conglomerado arenoso.	106
Figura 73. Conglomerado arenoso.	107
Figura 74. Fotomicrografías en nicols cruzados: A) Clasto de cuarzo de origen volcánico, objetivo 5x. B) Clasto de cuarzo policristalino de origen metamórfico, objetivo 2.5x. C) Clastos de cuarzos de origen metamórfico policristalinos (Qzp) y monocristalinos (Qzm), objetivo 2.5x. D) Clasto de cuarzo policristalino de origen metamórfico, objetivo 5x.	111
Figura 75. Fotomicrografías en nicols cruzados: A) Clasto de feldespato desarrollando una textura perítica (Fp) en contacto puntual con un clasto de cuarzo policristalino de origen metamórfico (Qzp), objetivo 2.5x. B) Clasto de microlino con su característico maclado en forma de rejilla en contacto grano-matriz, objetivo 5x. C) Clasto de plagioclasa zonada (PZ), material carbonático cementando (C) y un clasto de cuarzo monocristalino de origen metamórfico (Qzm), objetivo 5x. D) Clasto de feldespato siendo reemplazado por calcita, objetivo 5x.	112

Figura 76. Fotomicrografías en nicols cruzados: A) Clasto de chert (CH), objetivo 2.5x. B) Fragmento de toba o lava riolítica, con cristales de feldespato, plagioclasa y cuarzo en una matriz desvitrificada (R), en contacto con cemento de calcita (C), objetivo 5x. C) Fragmento de limolita, se puede apreciar la laminación de los granos pequeños de cuarzo, objetivo 2.5x. D) fragmento de roca metapelítica foliada (Mp) y rica en sericita (filita), objetivo 5x. 114

Figura 77. Fotomicrografías en nicols cruzados: A) Clasto de cuarzo monocristalino de origen ígneo embebido en una matriz con pequeños cristales de cuarzo y material carbonático, objetivo 5x. B) Clasto de cuarzo volcánico con hábito prismático y bordes rectos embebido en una matriz con pequeños cristales de cuarzo, objetivo 5x. C) Clasto de cuarzo monocristalino de origen ígneo embebido en una matriz con pequeños cristales de cuarzo, objetivo 5x. D) Clastos de cuarzo con textura plumosa y extinción radial, objetivo 5x. 117

Figura 78. Fotomicrografías en nicols cruzados: A) Clasto de plagioclasa tipo albita con inclusiones de cuarzos donde la matriz está constituida por pequeños granos detríticos embebidos en una mezcla de arcillas sin diferenciar bajo luz polarizada, objetivo 10x. B) Clasto de plagioclasa con maclado tipo albita en contacto grano-matriz (P), se puede apreciar un clasto de feldespato levemente peritítico (F) y cemento de calcita (C), la matriz está constituida principalmente por pequeños granos de cuarzo, objetivo 10x. C) Clasto de microclino con su maclado característico en rejilla (M), clastos de cuarzo monocristalinos de origen metamórfico (Qzm) y cemento de calcita (C), la matriz está constituida por pequeños granos de cuarzo, objetivo 5x. D) Clasto de feldespato con textura peritítica (Fp), se puede apreciar un clasto de feldespato reemplazado por calcita (F) y cemento de calcita (C), la matriz está constituida por pequeños granos de cuarzo, Objetivo 10x. 118

Figura 79. Fotomicrografías en nicols cruzados: A) Clasto de chert constituido por cuarzos microcristalinos, objetivo 5x. B) Fragmento de filita micácea (FM) y feldespatos (F) reemplazados por calcita, objetivo 10x. C) Clasto de chert constituido por cuarzos microcristalinos casi sin matriz, objetivo 10x. D) Clasto de cuarzo policristalino de origen ígneo (Qzp) en contacto con un clasto de chert (CH) y se puede apreciar micas (muscovita), embebidos en una matriz constituida de pequeños cristales de cuarzos, objetivo 5x. 119

Figura 80. Fotomicrografías en nicoles cruzados: A) Matriz constituida por granos pequeños de cuarzo, feldespatos y micas. Se puede apreciar un clasto de cuarzo monocristalino de origen volcánico, objetivo 5x. B) Matriz constituida por granos pequeños de cuarzo, feldespatos y micas presentando una textura de flujo, objetivo 5x. C) Granos de pirita. Luz directa, objetivo 10x. D) Clasto de feldespato perfitico desarrollando reemplazo de calcita (Fp), en contacto con cemento de calcita (C) y una matriz constituida por pequeños granos de cuarzos, micas y circones, objetivo 2.5x. 120

Figura 81. Fotomicrografías en nicoles cruzados: Granitoide cuarzoso. A) Clastos cuarzos monocristalinos de origen ígneo (Qzm), en una matriz constituida por granos pequeños granos de cuarzo, feldespatos, plagioclasas y micas, objetivo 5x. B) Clastos de plagioclasa tipo albita con inclusiones de granos de cuarzos alteando a arcillas y pequeños circones, en una matriz constituida por clastos microcristalinos de cuarzo, feldespatos y micas, objetivo 10x. C) Clastos de cuarzos policristalinos de origen ígneo, feldespatos (ortosa y microclino) y plagioclasas tipo albita en una matriz constituida por granos pequeños granos de cuarzo, feldespatos y micas, objetivo 10x. D) Plagioclasa tipo albita en una matriz constituida por granos pequeños de cuarzo, feldespatos y micas. Se puede apreciar una fractura rellena de material carbonático, objetivo 10x. 123

Figura 82. Fotomicrografías en nicoles cruzados y objetivo 20x: A) Cristal de circón como inclusión en un clasto de cuarzo. Profundidad: 18267'2''. B) Cristal de circón. Nicoles cruzados. Profundidad: 18282'8''. C) cristal de circón. Nicoles cruzados. Profundidad: 18296'6''. D) un cristal de circón. Nicoles cruzados. Profundidad: 18305'8''. 124

Figura 83. Diagrama ternario Q-L-F propuestos por Dickinson *et al.* (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de las areniscas conglomeráticas de la sección basal del pozo Sol-6. 128

Figura 84. Diagrama ternario Q-L-F propuestos por Dickinson *et al.* (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de los conglomerados arenosos de la sección basal del pozo Sol-6. 128

Figura 85. Diagrama ternario Q-L-F propuestos por Dickinson *et al.* (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de las grauvacas de la sección basal del pozo Sol-6. 129

Figura 86. Diagrama ternario Q-L-F propuestos por Dickinson <i>et al.</i> (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de los distintos tipos de rocas estudiadas en la sección basal del pozo Sol-6.	129
Figura 87. Diagrama ternario Qm-L-Lt propuestos por Dickinson <i>et al.</i> (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de las areniscas conglomeráticas de la sección basal del pozo Sol-6.	131
Figura 88. Diagrama ternario Qm-L-Lt propuestos por Dickinson <i>et al.</i> (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de los conglomerados arenosos de la sección basal del pozo Sol-6.	131
Figura 89. Diagrama ternario Qm-L-Lt propuestos por Dickinson <i>et al.</i> (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de las grauvacas de la sección basal del pozo Sol-6.	132
Figura 90. Diagrama ternario Qm-L-Lt propuestos por Dickinson <i>et al.</i> (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de los distintos tipos de rocas estudiadas en la sección basal del pozo Sol-6.	132
Figura 91. Diagrama ternario Qm-P-K propuestos por Dickinson <i>et al.</i> (1979) que muestran la tendencia de la procedencia de las areniscas conglomeráticas de la sección basal del pozo Sol-6.	133
Figura 92. Diagrama ternario Qm-P-K propuestos por Dickinson <i>et al.</i> (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de los conglomerados arenosos de la sección basal del pozo Sol-6.	134
Figura 93. Diagrama ternario Qm-P-K propuestos por Dickinson <i>et al.</i> (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de las grauvacas de la sección basal del pozo Sol-6.	134
Figura 94. Diagrama ternario Qm-P-K propuestos por Dickinson <i>et al.</i> (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de los distintos tipos de rocas estudiadas en la sección basal del pozo Sol-6.	135
Figura 95. Diagrama ternario Qp-Lv-Ls propuestos por Dickinson <i>et al.</i> (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de las areniscas conglomeráticas de la sección basal del pozo Sol-6.	136

Figura 96. Diagrama ternario Qp-Lv-Ls propuestos por Dickinson <i>et al.</i> (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de los conglomerados arenosos de la sección basal del pozo Sol-6.	137
Figura 97. Diagrama ternario Qp-Lv-Ls propuestos por Dickinson <i>et al.</i> (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de las grauvacas de la sección basal del pozo Sol-6.	137
Figura 98. Diagrama ternario Qp-Lv-Ls propuestos por Dickinson <i>et al.</i> (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de los distintos tipos de rocas estudiadas en la sección basal del pozo Sol-6.	138
Figura 99. Diagrama (a) de discriminación para ambiente tectónico en rocas sedimentarias de Bhatia (1983).	142
Figura 100. Diagrama de discriminación para ambientes tectónicos donde se puede observar la distribución de las diferentes litologías de la sección basal del pozo Sol-6 en un margen pasivo-continental activo con tendencia de arco continental como posibles fuentes de los sedimentos. Bhatia (1983).	143
Figura 101. Diagrama de discriminación para ambientes tectónicos donde se puede observar la distribución de las diferentes litologías de la sección basal del pozo Sol-6 en arco continental y margen continental activo como posibles fuentes de los sedimentos. Bathia (1983).	144
Figura 102. Diagrama de discriminación para ambientes tectónicos donde se puede observar la distribución de las diferentes litologías de la sección basal del pozo Sol-6 en arco de isla y margen continental activo como posibles fuentes de los sedimentos. Roser y Korsch (1986).	144
Figura 103. Diagrama (b) de discriminación para ambientes tectónicos de Roser y Korsch (1986).	145
Figura 104. Diagrama (c) de discriminación para ambientes tectónicos de Roser y Korsch (1986).	146
Figura 105. Diagrama de índice de discriminación de ACNK vs ANK. Tomado de Manniar y Piccoli (1989).	146

Figura 106. Diagrama de ambientes tectónicos. Tomado de Pearce *et al.* 147  
(1984)

Figura 107. A) Diagrama Tera-Wasserburg mostrando los resultados de U-Pb 157  
en circones detríticos de la sesión basal del pozo Sol-6 Fm. La Quinta,  
cuenca de Maracaibo, Venezuela. B) Diagrama Tera-Wasserburg mostrando  
a detalle las poblaciones de circones mayoritarios. C) Histograma de  
frecuencia de circones detríticos para la misma muestra.

## ÍNDICE DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Lista de láminas delgadas estudiadas de la sección basal del núcleo Sol-6	11
Tabla 2. Muestras de la sección basal del núcleo Sol-6 para los análisis geoquímicos	20
Tabla 3. Determinación de la procedencia y ambiente tectónico a partir de la composición QFL de las areniscas. Tomado y modificado de Dickinson (1985).	76
Tabla 4. Clasificación de ambientes tectónicos, cuencas de depósito y tipo de procedencia relacionada a partir de la concentración de elementos mayores en rocas sedimentarias detríticas (Bhatia, 1983).	81
Tabla 5. Concentración promedio de algunas relaciones de elementos mayoritarios y elementos trazas en diferentes ambientes tectónicos. AIO: arco de islas oceánico; AIC: arco de islas continental; MCA: margen continental activo; MCP: margen continental pasivo (Bathia, 1983; Bhatia y Crook, 1986).	82
Tabla 6. Concentraciones de elementos mayoritarios y elementos traza de los sedimentos de la sección basal del pozo Sol-6.	139

## CAPÍTULO I

### INTRODUCCIÓN

#### 1.1 GENERALIDADES

La interacción de los diferentes procesos que se desarrollan en la formación de los sedimentos nos ayuda a conocer la procedencia de los mismos, lo cual es importante, ya que a partir de la determinación de estos procesos, es posible llevar a cabo la reconstrucción de los ambientes de depósito y sus probables correlaciones, lo que aporta evidencias clave para el conocimiento de la evolución geológica de una región en particular.

El análisis petrográfico visual y modal de secciones finas es una técnica aplicada en el estudio de procedencia de clastos, la cual permite interpretar el tipo de ambiente y las características tectónicas de la cuenca donde ocurre el depósito, el transporte y las condiciones ambientales del área de aporte, mediante la descripción de la composición mineralógica y de las características texturales de los fragmentos de roca, como el tamaño y forma de los granos, geometría, distribución y composición de los sedimentos. La aplicación de la geoquímica en la caracterización de las rocas detríticas en los procesos geológicos se realiza mediante análisis de elementos mayoritarios, traza, tierras raras y de isótopos para determinar la procedencia de los clastos, sumado a las caracterizaciones petrográficas modales y análisis sedimentológicos, permiten determinar la composición del área fuente de los detritos siliciclásticos de una cuenca.

Los análisis de procedencia integrados con métodos petrográficos, identificación de minerales pesados, análisis geoquímicos y dataciones U-Pb en circones detríticos permiten la interrelación de los procesos mecánicos, biológicos y químicos durante el transporte del sedimento permitiendo así la identificación de ambientes sedimentarios.

## 1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

PDVSA INTEVEP S.A. requiere generar un estudio geológico integrado de la composición geoquímica de los clásticos, procedencia y ambiente tectónico en el cual se originan los sedimentos de la sección basal del pozo Sol-6 para realizar posteriormente dataciones U-Pb en circones detríticos.

Actualmente no se posee información petrográfica ni geoquímica y se requiere actualizar las descripciones sedimentológicas de los clásticos terrígenos del pozo Sol-6, correspondiente a la Formación La Quinta, por lo cual se debe hacer una caracterización petrográfica, sedimentológica y geoquímica que proporcione datos nuevos.

## 1.3 OBJETIVO GENERAL

Realizar un estudio geológico integrado de los clásticos terrígenos pertenecientes a la sección superior de la Formación La Quinta evaluando sus características petrográficas, sedimentológicas y geoquímicas en la sección basal del pozo Sol-6, campo Urdaneta-cuenca de Maracaibo, estado Zulia.

## 1.4 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Describir las características texturales de las secuencias sedimentarias presentes en el corte basal del pozo Sol-6 (18.190°-18.311°4') a través de la descripción macroscópica y análisis petrográfico visual y modal de secciones finas.
- Elaborar una hoja sedimentológica de la sección basal del núcleo Sol-6 a escala 1:50.
- Interpretar la procedencia de los componentes clásticos y ambiente tectónico de la Formación La Quinta mediante el:
  - ✓ Análisis petrográfico y geoquímico de espectrometría de fluorescencia de rayos X, a través de la técnica de polvo directo para elementos mayoritarios y elementos traza.

- Comparar los resultados obtenidos de la procedencia de clásticos terrígenos de la sección basal del pozo Sol-6 con los datos adquiridos en las dataciones de U-Pb en circones detríticos realizadas por Baquero *et al.* (2013).

## 1.5 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio corresponde al área del campo Urdaneta Oeste, específicamente en el pozo Sol-6, al sur y suroeste de la población Bajo Grande, estado Zulia (Figura 1).

## 1.6 JUSTIFICACIÓN

Con el análisis geológico integrado se obtendrá información referente a la evolución geológica de la zona de estudio, estableciendo la relación entre la composición geoquímica, procedencia de los clastos y ambiente tectónico en el cual se originan los sedimentos, es necesario disponer de esta información para caracterizar y optimizar de manera efectiva las investigaciones referentes a técnicas de procedencias de clásticos a partir de la datación U-Pb en circones detríticos, que le permitirán a PDVSA INTEVEP S.A. contribuir a la búsqueda de nuevas oportunidades de hidrocarburos en unidades litológicas del Jurásico Superior.

## 1.7 ALCANCES

Los análisis petrográficos, sedimentológicos y geoquímicos obtenidos permitirán una interpretación geológica y caracterización de los clásticos basales del pozo Sol-6 con la finalidad de generar información para establecer la procedencia y evolución geológica de la zona de estudio y dar continuidad al desarrollo de las investigaciones referentes a técnicas de procedencias de clásticos a partir de la datación U-Pb en circones detríticos en PDVSA INTEVEP S.A.

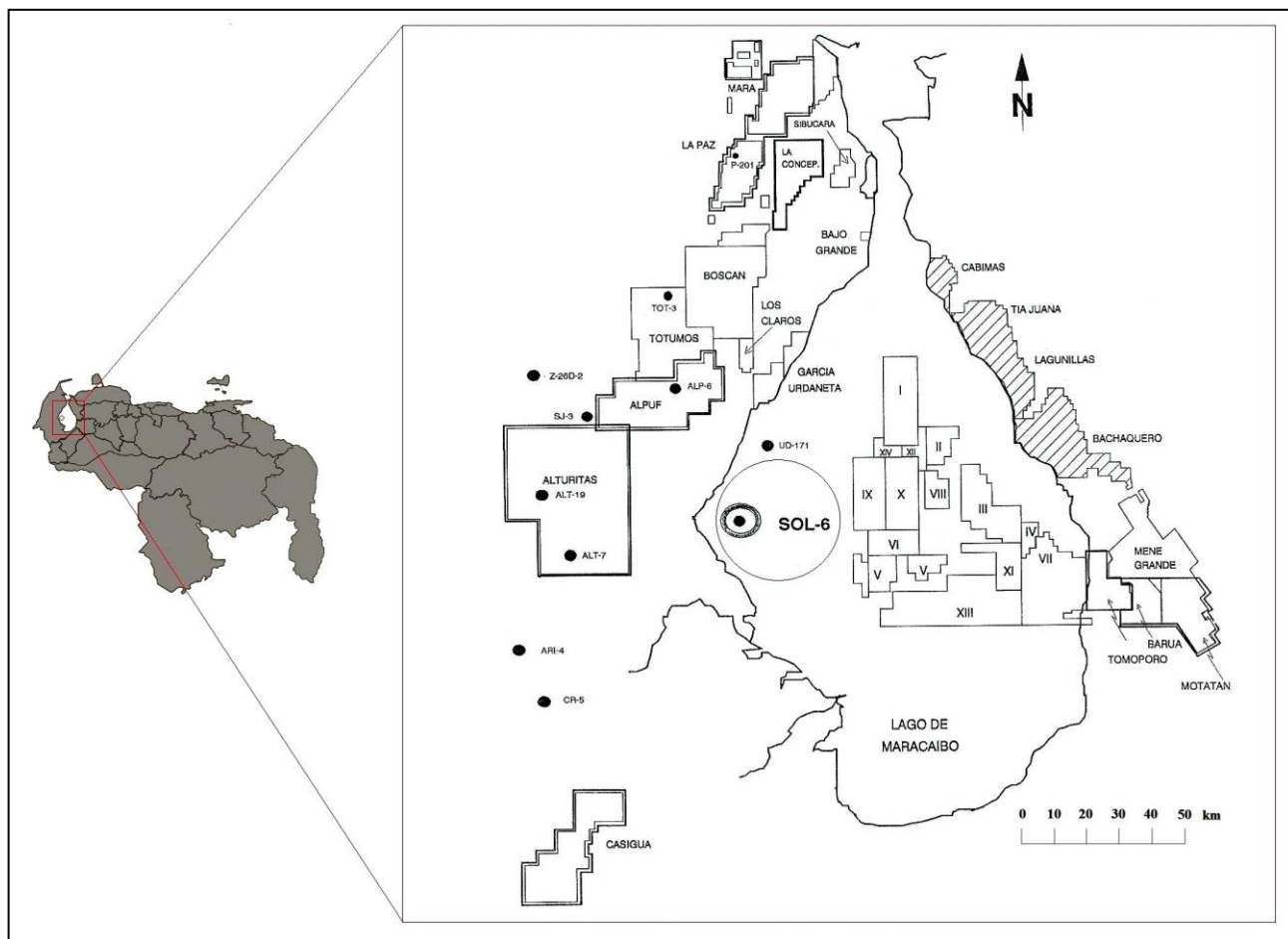


Figura 1. Ubicación geográfica del área de estudio. Tomado y modificado de Villalobos y Murat (1994).

## 1.8 TRABAJOS PREVIOS

No se han realizado trabajos referentes al estudio de procedencias de los sedimentos de la sección basal del pozo del Sol-6, sin embargo existen algunos trabajos realizados referentes a descripciones sedimentológicas.

### 1.8.1 Trabajos realizados en el pozo Sol-6

- CORE LABORATORIES INTERNATIONAL (1983) generaron un reporte final de análisis de núcleos del pozo Sol-6. Informe técnico OT000303. Intevep- Maracaibo.
- HIGUEREY, F. (1983) elaboró un sumario geológico del pozo Sol-6. Informe técnico LGV027582. Intevep-Maracaibo.
- PÉREZ, M. (1988) realizó un estudio integrado del pozo Sol-6 en el Proyecto de Facies del Cretáceo de la Cuenca del lago de Maracaibo. Informe técnico LGV086458V.1-2. Intevep-Maracaibo.
- CONTRERAS, B. Y PÉREZ DE MEJÍAS, D. (1988) realizaron un estudio sedimentológico del pozo Sol-6. Informe técnico Sol-2PX-150. Intevep-Maracaibo.
- KUMMEROW, E. (1993) realizó un estudio integrado de los pozos Sol-6, UD-171, UD-149, LB-273, CLA-111 y VLB-704 en el Proyecto de Facies del Cretáceo de la Cuenca del lago de Maracaibo. Informe técnico EP-21678. Intevep-Maracaibo.
- MURAT, B. Y VILLALOBOS R. (1994) realizaron una descripción sedimentológica del núcleo Cretácico del pozo Sol-6. Informe técnico MAR000946. Intevep-Maracaibo.

### 1.8.2 Trabajos que siguen la metodología de la investigación

- HERNÁNDEZ, M. (2003) interpreta el ambiente de sedimentación, la edad, la posición estratigráfica, el potencial generador de hidrocarburos y la madurez termal de la facies no-roja de la Formación La Quinta, en la sección de carretera Jají-San Juan, estado Mérida.
- MONTAÑO, C. (2009) realiza una caracterización petrográfica y geocronológica detrítica de las rocas aflorantes en el arroyo Alberto (Serranía del Perijá) infrayacentes a la Formación Río Negro, donde la clasificación petrográfica y los resultados de la geocronología de los circones en las rocas

de la sección del Arroyo Alberto, corresponden a la parte superior de la Formación La Quinta, y de acuerdo a la descripción petrográfica, presenta una mineralogía similar a la de la Formación Río Negro, este estudio propone que la secuencia cretácica en la Serranía de Perijá no presenta hiato estratigráfico con la secuencia jurásica, y que las áreas de aporte se ubican en los Andes de Mérida y el Macizo de Santander, la edad de los circones se encuentran en: Mesoproterozoico, Pérmico y Jurásico Medio.

- NOVA, R. (2009) realiza la identificación de las áreas de aporte de sedimentos aflorantes del Cretáceo Temprano en la Serranía de Perijá, donde las principales áreas de aporte corresponden a los sedimentos de la Formación Río Negro hacia el sureste, siendo rocas cuarzo-feldespáticas pertenecientes a cuerpos plutónicos metamórficos de alto grado formados durante tres intervalos de tiempo (Mesoproterozoico, Cámbrico-Ordovícico y Triásico-Jurásico) y cuya génesis obedece a diferentes eventos tectónicos; estos cuerpos se encuentran asociados al Macizo de Santander y a los Andes de Mérida; siendo estas dos áreas las zonas de mayor aporte de sedimentos.

### 1.8.3 Trabajos previos de interés para la investigación

- van der Lelij *et al.* (2011) evaluaron la hipótesis de los terrenos alóctonos en el norte de los Andes, Venezuela; utilizando nuevos datos geocronológicos mediante la datación U-Pb de circones en una sección volcánica basal de la Formación La Quinta obteniendo una edad de  $202 \pm 1.6$  Ma, este resultado apoya los modelos tectónicos donde se coloca el bloque Maya junto a los Andes de Mérida, de esta manera la investigación sugiere que el bloque Maya y los Andes de Mérida comparten una historia similar, como parte de un bloque más grande antes de la configuración de Pangea, en base al control estratigráfico, postulan que los Andes de Mérida, y terrenos adyacentes, posiblemente, pueden haber sido conectados a Laurasia en lugar de Gondwana, durante la orogenia Caledoniana que formó los Apalaches.
- Orihuela (2012) propone que la evolución tectónica del piso oceánico de la placa Caribe se forma por esparcimiento de la Cresta Centro Atlántica a partir del Jurásico Medio (175-161 Ma), la colisión de la dorsal oceánica contra la Plataforma Continental Suramericana deriva, por traslación, en la formación de horst(s) y graben(s) así como fallamiento transformante regional en la franja norte de Suramérica. La rotación horaria de la placa Suramericana y la actividad mantelar dentro del Caribe influye en la formación de arcos de isla en el Cretáceo. El reacomodo hemisférico de placas tectónicas ocurrido en el

Eoceno, el inicio de la actividad expansiva en la Dorsal de Caimán y el levantamiento del Arco de las Antillas Menores crea, finalmente, las condiciones para la formación de la placa Caribe.

## **1.9 METODOLOGÍA**

Para efectuar la caracterización petrográfica, sedimentológica y geoquímica de la sección basal del pozo Sol-6, campo Urdaneta-cuenca de Maracaibo, estado Zulia, se cumplieron las siguientes actividades a lo largo de tres etapas que a continuación se describen (Figura 2):

### **1.9.1 Fase de adquisición de información**

En esta etapa preliminar, luego de establecer los objetivos y alcances del estudio se procedió a recopilar y validar toda la información disponible del área de estudio, mediante la revisión de las distintas fuentes de información bibliográfica existentes, estudios previos, y su posterior acceso para seleccionar aquellas de interés para la investigación.



Figura 2. Flujoograma metodológico.

### **1.9.2 Fase de laboratorio**

Una vez recopilada la información se procedió a analizar las muestras recolectadas del núcleo Sol-6 mediante:

#### **(a) Descripción macroscópica de núcleos**

Esta etapa consistió en la descripción litológica. Entre las características macroscópicas del núcleo Sol-6 se detallaron los siguientes parámetros: litología, tamaño de grano, color de la roca e identificación de fracturas.

#### **(b) Análisis petrográfico de secciones delgadas**

A través de los análisis petrográficos, se realizó la identificación de las características mineralógicas, texturales, ambientes de depositación y origen de los sedimentos de la sección basal del pozo Sol-6, esta etapa se encuentra representada en dos fases, la elaboración de las secciones delgadas y el análisis petrográfico visual y modal.

La preparación de secciones delgadas fue realizada según el catalogo del METAL DIGEST de preparación de secciones petrográficas de la BUEHLER LTD y los manuales de preparación de secciones finas del laboratorio de muestras petrográficas de PDVSA INTEVEP S.A., los cuales aplican para la determinación mineralógica y escogimiento de los elementos componentes de la roca proveniente del núcleo.

Se recolectaron 46 muestras de la sección basal del núcleo Sol-6 en la Nucleoteca de la Concepción PDVSA y las secciones delgadas se elaboraron en el laboratorio petrográfico de PDVSA INTEVEP S.A. (ver tabla 1), mediante los siguientes pasos:

- Se toma un taco de la muestra a ser trabajada (núcleo) de 3 x 4 cm, libre de impureza y seco.
- Se introduce la muestra en un envase de Peel-way (beaker rectangular desechable), con su respectiva identificación hecha en una etiqueta y colocada en el beaker.

- Se prepara una cantidad suficiente resina Epotek 301, usando una proporción de 3:1, con colorante azul (10 mg, de blue dye por 1 ml de resina), para cubrir totalmente la muestra. Luego se vierte en el recipiente con la muestra y se coloca en la campana de vacío para tapar los espacios porosos de la muestra durante 10 minutos aproximadamente (Figuras 3-A y 3-B).
- Se coloca la muestra impregnada de resina dentro del horno Carbolite código: NR-80f a una temperatura no mayor a los 75°C (Figura 3-C).
- Una vez curada la muestra se aplica un poco de typex sobre una cara (la que no se va a trabajar), se escribe sobre esta la identificación de la etiqueta y se cubre con resina Epotek con una proporción de 3:1, de manera de preservarla la información y se coloca en un horno a 50°C.
- Se despega la muestra del recipiente y se cortan los bordes o extremos de resina en la cortadora de muestras hasta obtener la muestra de roca.
- Se empieza a desbastar la muestra para trabajar en la máquina Desbastadora Low Speed Buehler código 38-1444-CXX-R con lija de 180 grit hasta que florezca la muestra (Figura 3-D).
- Se pasa la muestra de igual manera por el disco imantado MD 120 grit respectivamente para dar uniformidad y acabado a la misma.
- Luego se pasan por el disco imantado 1200 grit para quitar las rayas dejadas en los pasos anteriores y dar mejor acabado a la muestra, antes de empezar la pulitura.
- Se toma la muestra y se coloca en un ultrasonido entre 20 a 25 segundos con el fin de limpiar restos de partículas adheridas a la muestra y dejarla lo suficientemente limpia para colocarle el portaobjeto.
- Se toma una slide porta muestras de 27 x 46 mm., se limpia bien con papel Kaydry, dejándolo libre de cualquier impureza y se rotula con un lápiz con punta de diamante, anotando la identificación de la muestra.
- Se prepara resina Epowick, con una proporción de 5:1 y se procede a pegar la muestra al porta objeto sobre una plancha de calentamiento Thermolyne código: HPA2245M, a una temperatura de 100°C como mínimo.
- Ya pegada la muestra al porta objeto se corta en la máquina Isomet código 1128160 Buehler.

- Una vez seccionada la muestra se coloca en la máquina Petrothin Buehler código 38-1450-160 para desbastarla, hasta llegar a 15 micras de espesor (solo en la muestra) medidos con un vernier digital-Mitutoyo.
- Luego la muestra es pasada por los abrasivos de carburo de silicio de 600 y 1000 grit (Figura 3-E).
- Se pasa de nuevo la muestra por ultrasonido durante 10 a 15 segundos para retirar restos de abrasivo.

Tabla 1. Láminas delgadas estudiadas de la sección basal del núcleo Sol-6

<b>SECCIONES FINAS</b>	
Sol-6- 18.256'7"	Sol-6-18.286'9"
Sol-6-18.258'8"	Sol-6-18.291'
Sol-6-18.259'7"	Sol-6-18.293'
Sol-6-18.261'7"	Sol-6-18.293'11"
Sol-6-18.261'8"	Sol-6-18.294'2"
Sol-6-18.261'9"	Sol-6-1-18.296'6"
Sol-6-18.264'6"	Sol-6-2-18.296'6"
Sol-6-18.264'9"	Sol-6-18.296'9"
Sol-6-18.267'2"	Sol-6-18.297'3"
Sol-6-18.267'4"	Sol-6-18.279'11"
Sol-6-18.270'	Sol-6-18.299'
Sol-6-18.270'8"	Sol-6-18.300'6"
Sol-6-18.272'3"	Sol-6-18.300'10
Sol-6-18.273'	Sol-6-18.302'
Sol-6-18.274'	Sol-6-18.303'7"
Sol-6-18.276'2"	Sol-6-18.304'7"
Sol-6-18.276'5"	Sol-6-18.305'8"
Sol-6-18.277'8"	Sol-6-18.306'
Sol-6-18.278'11"	Sol-6-18.306'8"
Sol-6-18.280'8"	Sol-6-18.308'
Sol-6-18.282'8"	Sol-6-18.308'9"
Sol-6-18.283'	Sol-6-18.310'9"
Sol-6-18.284'2"	Sol-6-18.311'2"

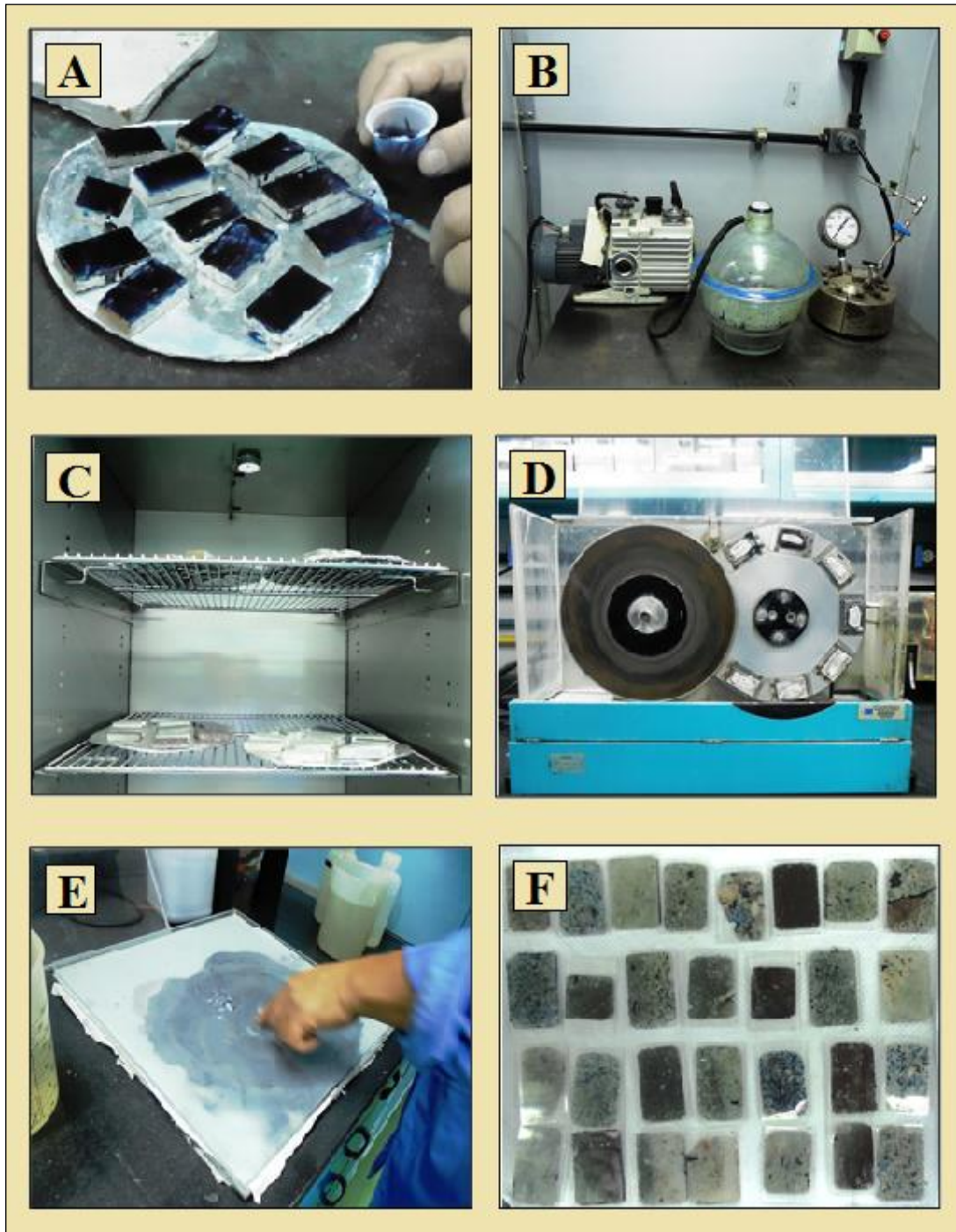


Figura 3. A) Recubrimiento de la muestra con resina Epotek y colorante azul. B) Campana de vacío. C) Muestra impregnada de resina dentro del horno Carbolite. D) Máquina Desbastadora Low Speed Buehler. E) Muestra pasada por los abrasivos de carburo de silicio. F) Secciones finas con acabado final.

El análisis petrográfico modal se realizó mediante el uso de un microscopio de luz polarizada de marca Zeiss modelo AXIOSKOP 40 y un contador electrónico de marca James Swift modelo 'E', con la finalidad de determinar la descripción visual y cuantificación de los parámetros texturales y de composición, para la posterior clasificación de la roca. Las principales características texturales descritas fueron: tamaño de grano predominante, clasificación del tamaño de grano, escogimiento, redondez, contactos entre granos, relación grano-matriz-cemento, orientación de los granos y madurez textural (Figura 4).

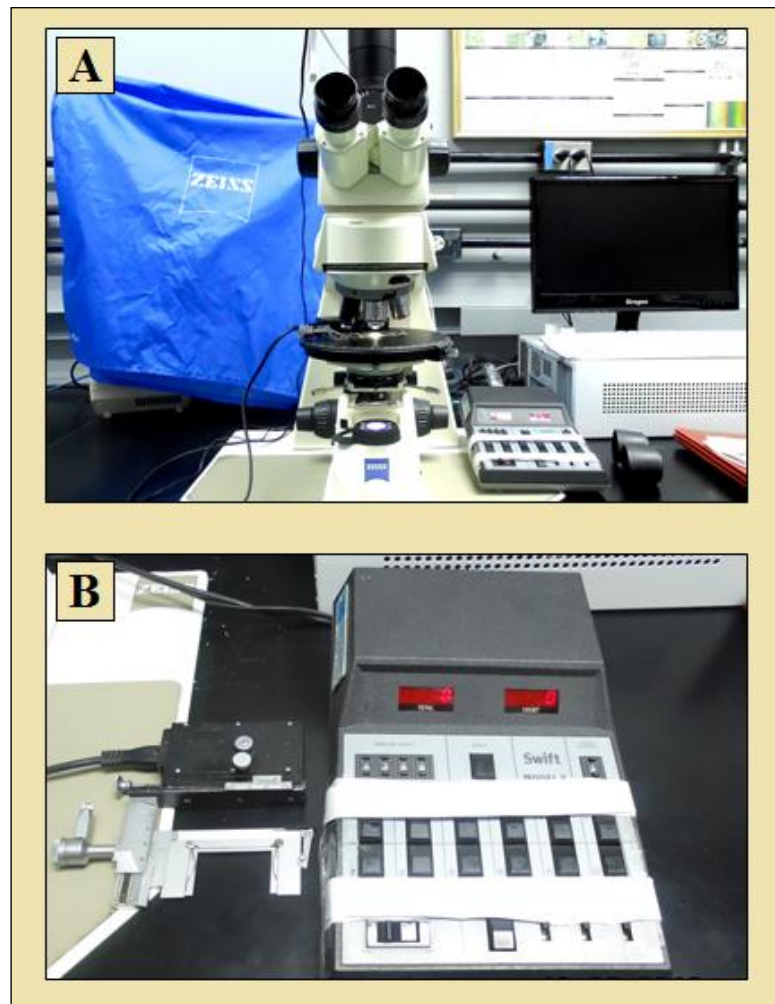


Figura 4. A) Microscopio de luz polarizada marca Zeiss modelo AXIOSKOP 40. B) Contador electrónico marca James Swift modelo 'E'.

A partir del análisis petrográfico modal realizado se agruparon las muestras basándose en el tamaño de grano: arenas finas, arenas muy gruesas y conglomerados, según la clasificación Udden-Wentworth (1922, Figura 5). En el análisis modal se realizó un conteo de 300 puntos para las areniscas y un conteo de 150 puntos para los conglomerados.

		U.S. Standard Malla del Tamiz	Milímetros	Phi ( $\phi$ ) Unidades	Escala de Wentworth	
GRAVA			4096	-12	Bloques (Cantos)	Gravas Conglomerados
			1024	-10		
			256	256 -8	Cantos (Gujarros)	
			64	64 -6		
			16	-4	Gujarros	
	5		4	4 -2		
	6		3,36	-1,75	Gránulos	
	7		2,83	-1,5		
	8		2,38	-1,25		
	10		2,00	2 -1,0		
ARENA	12		1,68	-0,75	Arena muy gruesa	Areniscas
	14		1,41	-0,5		
	16		1,19	-0,25		
	18		1,00	1 0,0		
	20		0,84	0,25	Arena gruesa	
	25		0,71	0,5		
	30		0,59	0,75		
	35		0,50	½ 1,0		
	40		0,42	1,25	Arena Media	
	45		0,35	1,5		
	50		0,30	1,75		
	60		0,25	¼ 2,0		
	70		0,210	2,25	Arena fina	
	80		0,177	2,5		
	100		0,149	2,75		
	120		0,125	⅓ 3,0		
	140		0,105	3,25	Arena muy fina	
	170		0,088	3,5		
	200		0,074	3,75		
	230		0,0625	⅙ 4,0		
LODO	LIMO	270	0,053	4,25	Limo Grueso	Limolitas
		325	0,044	4,5		
			0,037	4,75		
			0,031	½ 5,0		
			0,0156	⅙ 6,0		
	ARCILLA		0,0078	⅙ 7,0	Limo medio	
			0,0039	⅙ 8,0		
			0,0020	9,0		
			0,00098	10,0		
			0,00049	11,0		
	0,00024	12,0	Arcilla			
	0,00012	13,0				
	0,00006	14,0				

Figura 5. Clasificación del tamaño de las gravas, arenas, limos y arcillas como sedimento y la roca correspondiente, Udden-Wentworth (1922). Tomado de Méndez (2006).

Las areniscas de grano fino fueron clasificadas mediante la clasificación composicional de Pettijohn *et al.* (1972, Figura 6), para los conglomerados y las areniscas de grano muy grueso a conglomeráticas se utilizó la clasificación según Nichols (2009, Figura 7).

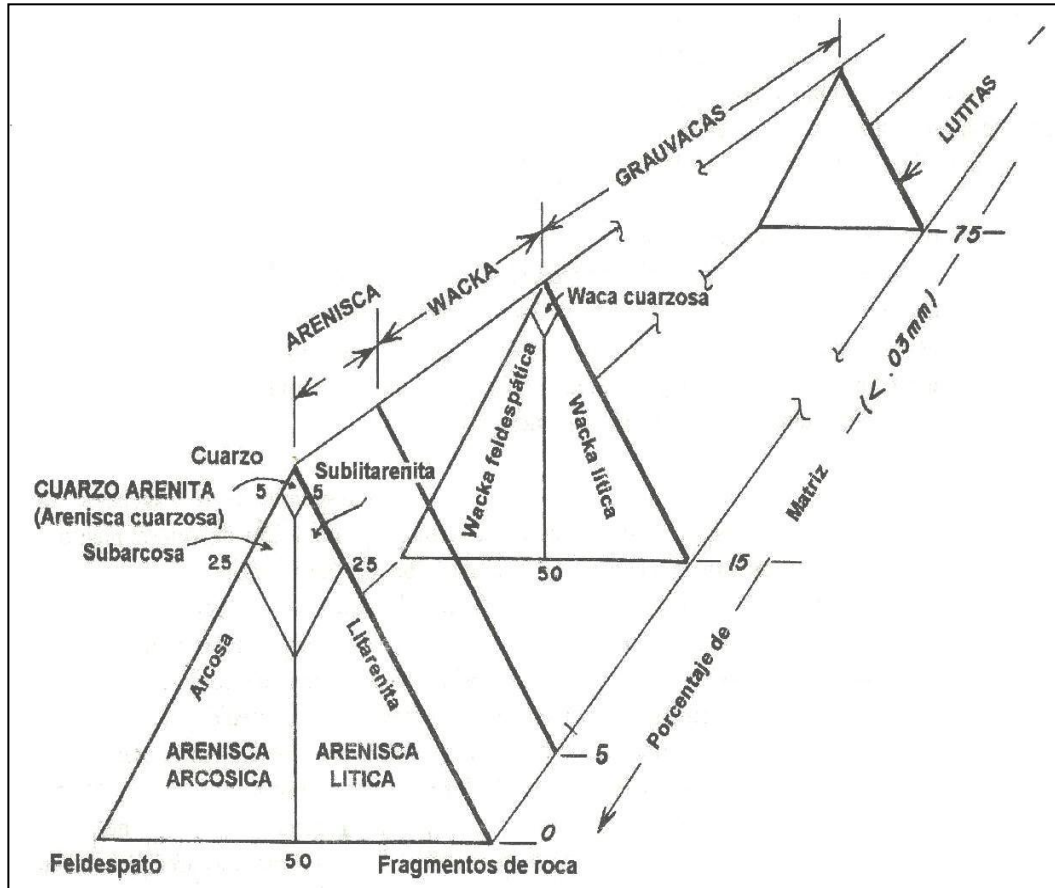


Figura 6. Clasificación de las areniscas según Dott (1964). Tomado de Méndez (2006).

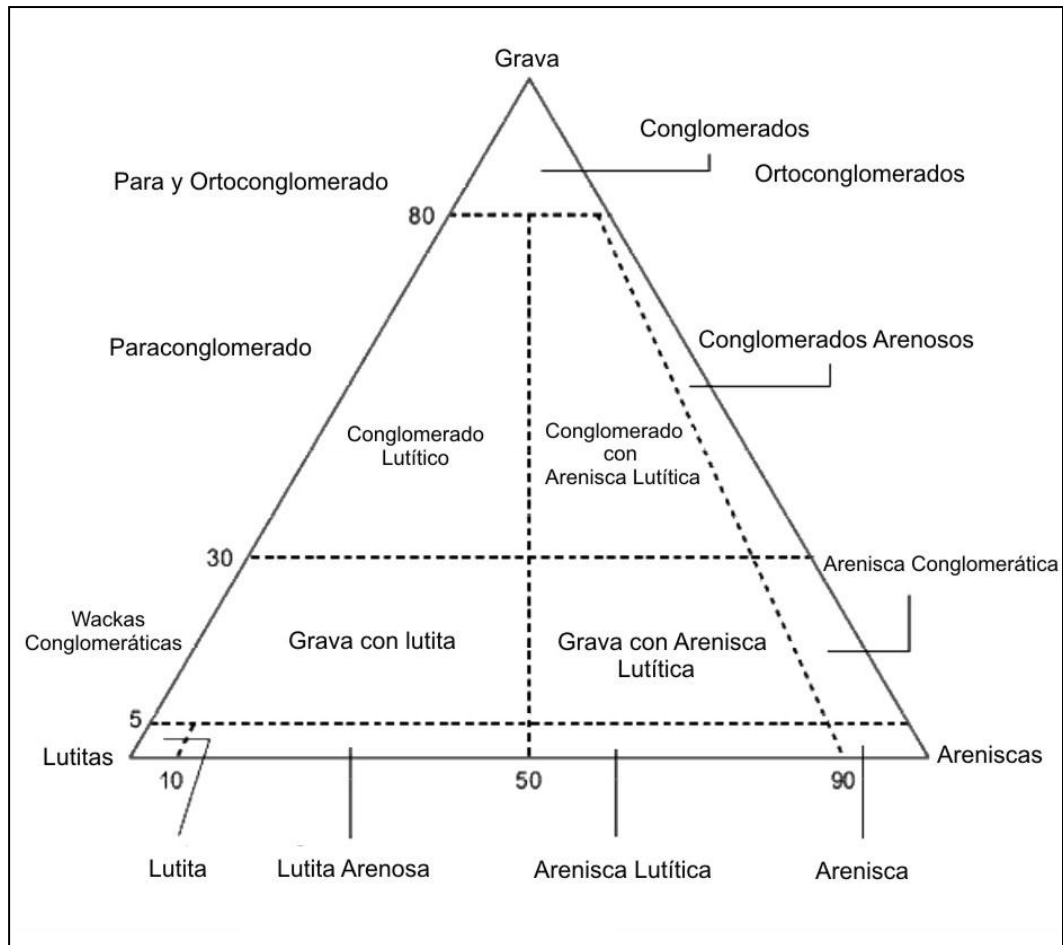


Figura 7. Clasificación para conglomerados y areniscas de grano muy grueso a conglomeráticas. Tomado y modificado de Nichols (2009).

Con la información obtenida por medio del análisis petrográfico modal se realizó la clasificación de las rocas a través del uso de planillas petrográficas (Figuras 8, 9 y 10).

Planilla para petrografía de ARENISCA			
No. Muestra:		Fecha:	
		Petrografía por:	
Características texturales			
Tam. Grano: ( - ) mm		Clasificación:	
		Orientación: Anisotrópica Isotrópica	
Escogimiento (%)	Redondez (%)	Esfericidad (%)	Contactos (%)
Muy bueno	Bien redond	Alta	Grano-matriz
Bueno	Redondeado	Media- alta	Grano- cemento
Medio	Sub- redond	Media	Puntual
Pobre	Sub- angular	Media- baja	Longitudinal
Muy pobre	Angular	Baja	Conc-Conv
Suturado			
Componentes principales (%)			
Granos:		Matriz:	
		Cemento:	
		Porosidad:	
Granos %			
Cuarzo %	Feldspatos %	Fr. de Roca %	Accesorios %
Mc plutónico	Plagioclasa	Chert	Biotita
Pc plutónico	Ortosa	Metamórfico	Moscovita
Volcánico	Microclino	Sediment.	Circón
Mc Metamórfico		Volcánica	Apatito
Pc Metamórfico		Plutónica	Turmalina
Epidoto			
Matriz %		Cemento %	
Minerales de arcilla		Cuarzo	
Oxidos Fe		Oxido de Fe	
Cuarzo		Caolinita	
Caolinita		Mineral calcáreo	
Material carbonático		Minerales de arcilla	
Otros		Otros	
Porosidad %			
Interpartícula			
Intrapartícula			
Disolución			
Fractura			
Móldica			
Efectos diagenéticos			
Compactación		Cementación	
Alta	Deformación de granos dúctiles	Tipo de Cemento predominante	
Media	Fracturamiento de granos dúctiles	Rellenando poros	
Baja	Trituramiento de granos dúctiles	Sobrecrecimiento de granos	
Deformación de granos		Aros/Forros/Envoltorios de granos	
Disolución	Presión / Solución		Alteración
Granos	Contacto long y conc- conv		Feldspato
Matriz	Contactos suturados		Moscovita
Cemento	Estilolitas		Biotita
			FR
			Otros
Porcentajes originales		Recálculo	
Cuarzo			
Feld			
FR			
Matriz			
Clasificación según			
Nombre de roca			

Figura 8. Planilla para el estudio petrográfico de arenisca.

Planilla para petrografía de CONGLOMERADO			
No. Muestra:	Fecha:	Petrografía por:	
Clasificación según:			
Contenido de matriz	Estabilidad de los clastos		Tipo de clastos
Paraconglomerado	Ortomíctico o cuarzoso		Monomíctico
Ortoconglomerado	Petromíctico		Polimíctico
Componentes principales (%)			
Clastos	Matriz	Cemento	Porosidad
Características texturales de los clastos			
Tam. Grano (mm)	Clasificación (%)		Orientación
Máx	Arena (1/16-2) mm		Isotrópica
Mín	Gránulo (2-4) mm		Anisotrópica
Promedio	Guijarro (4-64) mm		
Tamaños mayores ver muestra de mano			
Escogimiento (%)	Redondez (%)	Esfericidad (%)	Contactos (%)
Muy bueno	Bien redond	Alta	Grano-matriz
Bueno	Redondeado	Media- alta	Grano- cemento
Medio	Sub- redond	Media	Puntual
Pobre	Sub- angular	Media- baja	Longitudinal
Muy pobre	Angular	Baja	Conc-Conv
Suturado			
Composición de los clastos %			
Cuarzo %	Feldspatos %	Fr. de Roca %	Accesorios %
Mc plutónico	Plagioclasa	Chert	Biotita
Pc plutónico	Ortosa	Metamórfico	Moscovita
Volcánico	Microclino	Sediment.	Circón
Mc Metamórfico		Volcánica	Apatito
Pc Metamórfico		Plutónica	Turmalina
Epidoto			
Tipos de fragmentos de roca			
Sedimentario			
Ígneo Plutónico			
Ígneo Volcánico			
Metamórfico			
Cemento %			
Cuarzo			
Oxido de Fe			
Caolinita			
Mineral calcáreo			
Minerales de arcilla			
Otro			
Características texturales de la matriz			
Tam. Grano: ( - ) mm	Clasificación:	Orientación: Anisotrópica Isotrópica	
Escogimiento (%)	Redondez (%)	Esfericidad (%)	Contactos (%)
Muy bueno	Bien redond	Alta	Grano-matriz
Bueno	Redondeado	Media- alta	Grano- cemento
Medio	Sub- redond	Media	Puntual
Pobre	Sub- angular	Media- baja	Longitudinal
Muy pobre	Angular	Baja	Conc-Conv
Suturado			
Composición de los granos de la matriz %			
Cuarzo %	Feldspatos %	Fr. de Roca %	Accesorios %
Mc plutónico	Plagioclasa	Chert	Biotita
Pc plutónico	Ortosa	Metamórfico	Moscovita
Volcánico	Microclino	Sediment.	Circón
Mc Metamórfico		Volcánica	Apatito
Pc Metamórfico		Plutónica	Turmalina
Epidoto			
Otros %	Clasificación de roca para la matriz según ( )		
Minerales de arcilla			
Oxidos de Fe			
Caolinita			
Material carbonático			

Figura 9. Planilla para el estudio petrográfico de conglomerado.

Planilla para petrografía de rocas IGNEAS Y METAMÓRFICAS						
No. Muestra:		Fecha:		Petrografía por:		
ROCA METAMÓRFICA:			ROCA IGNEA:			
<b>FÁBRICA</b>		<b>FOLIADA</b>		<b>CRISTALINIDAD</b>		<b>FÁBR. EQUIGRANULAR</b>
( ) Idioblástica (euhedral)		( ) Pizarra		( ) Holocristalina		( ) Idiomórfica (euhe.)
( ) Hipidioblástica (subhedral)		( ) Filita		( ) Hipocristalina		( ) Hipidiomórfica (subh.)
( ) Xenoblástica (anhedral)		( ) Esquisto		( ) Holohialina		( ) Alotriomórfica (anh.)
( ) Porfidoblástica		( ) Gneis		<b>GRANULARIDAD</b>		<b>FÁBR. INEQUIGRANULAR</b>
( ) Porfidoclástica		<b>NO FOLIADA</b>		( ) Fanerítica		( ) Seriada
		( ) Granofel		( ) Afanítica		( ) Porfídítica
		( ) Hornfel		( ) Criptocristalino		
<b>ROTAS MECANICAMENTE Y RECONSTITUIDAS</b>		<b>Texturas ígneas y metamórficas:</b>			Foliación: Lepidoblástica: Nematoblástica:	
1- No Foliadas		Flujo: Intersertal	Subofítica:	Foliación: Fuerte	Mediana	Pobre Muy pobre
CATACLÁSTICAS		Afieltrada:	Eutaxítica:	Ofítica:	Halos pleo.:	Reliquias:
% fragmentos		Esferulítica:	Vitrofídica:	Gráfica:	Sagenítica:	Simplectit.:
>50 Protocatacl.:		Traquíutica:	Bordes re.:	Zonación:	Mirmequit.:	Decusada:
10-50 Catacla.:		Pertítica: Meso.:	Anti.:	(Tipo: _____, %Plag: _____)	Sombras P.:	Glomeroporfírica:
<10 Ultracatacl.:		Transformaciones: Ol->Sp __ Px->Sp __ Px->Anf __ Anf->Cl __ Gr->Bi __ Gr->Cl __ Bi->Cl __				
2- Foliadas		<b>TAMANOS</b>		<b>TRIANGULO A-P-Q</b>		
MILONÍTICAS		General	Promedio (de mm - a mm)		%	
% Porfiroclastos		Porfidoblastos	( - )		Feldespatos alcalinos: A:	
>50 Protomil.:		Porfidoclastos	( - )		Plagioclasa (>5An): P:	
10-50 Milonita:		Megacristales	( - )		Cuarzo: Q:	
<10 Ultramil.:		Fenocristales	( - )		I.C. = 100%	
Blastomilonita:		Matriz	( - )		Transparencia: [desde clara (1) a oscura(5)]:	
<b>MINERALOGÍA</b> (+- en orden de abundancia) [En volcánicas separar fenocristales de constituyentes de la matriz]						
Nombre		%		Nombre		%
1-				7-		
2-				8-		
3-				9-		
4-				10-		
5-				11-		
6-				12-		Tz: trazas
<b>Plagioclasa:</b>		Composición: ___ %An (Nombre: _____). Alterada: Mucho: ___ Mediano: ___ Poco: ___ Nada: ___				
(muy importante)		En orden de abundancia (4->0) a: Sericita: Epidoto: Calcita: Albita: Otro: _____				
<b>Nota:</b> Al reverso hacer lo mismo para otros minerales alterados (biotita, anfíbol, piroxeno, olivino, etc.)						
<b>CLASIFICACIÓN GENERAL</b>						
Plutónica: ___ Hipoabisal: ___ Volcánica (lava): ___ Volcánica (piroclástica: ___ híbrida: ___)						
Metaplutónica: ___ Metahipoabisal: ___ Metalava: ___ Metatoba: ___ (Metatoba híbrida: ___)						
Metasedimentaria: ___ (Metapelita: ___ Meta-psamita: ___ Meta-psefita: ___ Meta-carbonática: ___)						
<b>NOMBRE DE CAMPO:</b> _____						
<b>NOMBRES PETROGRÁFICOS:</b> _____						
<b>NOMBRES PROTOLÍTICOS</b> (si es posible): _____						
<b>Facies (subfacies) metamórfica:</b> _____						

Figura 10. Planilla para el estudio petrográfico de rocas ígneas y metamórficas.

### (c) Análisis geoquímicos

Se realizó la determinación de elementos mayoritarios y elementos traza de 46 muestras del corte basal del núcleo Sol-6, mediante el análisis geoquímico de espectrometría de fluorescencia de rayos X en el Departamento de Soporte Tecnológico de Química Analítica en PDVSA INTEVEP S.A. (ver tabla 2). El procedimiento consistió en triturar las muestras en un mortero y luego se pulverizaron en un molino automático vibratorio de circonio marca *Rocklab* para su posterior análisis geoquímico.

Tabla 2. Muestras de la sección basal del núcleo Sol-6 para los análisis geoquímicos

PROFUNDIDAD	PESO (g)	PROFUNDIDAD	PESO (g)
18.256'7"	7.72	18.303'7"	7.16
18.258'8"	7.76	18.304'7"	10.23
18.259'9"	7.32	18.305'8"	7.51
18.261'7"	11.64	18.306'8"	10.5
18.261'8"	8.16	18.308'9"	7.74
18.261'9"	11.41	18.310'9"	7.47
18.264'6"	10.56	18.311'2"	9.7
18.264'9"	9.57	18.272'3"	8.22
18.267'2"	9.3	18.273'	8.42
18.267'4"	12.48	18.274'	10.36
18.270'	12.3	18.277'8"	13.37
18.270'8"	10.66	18.291'	10.08
18.276'2"	12.35	18.291'11"	9.52
18.276'5"	10.02	18.293'	6.45
18.278'11"	7.41	18.293'11"	10.6
18.279'11"	9.57	18.282'8"	8.5
18.280'8"	10.16	18.283'	7.93
18.294'2"	11.98	18.284'2"	11.95
18.296'9"	9.69	18.285'9"	14.45
18.297'3"	8.36	18.298'	9.05
18.300'6"	6.61	18.299'	5.43
18.300'10	11.99	18.306'	4.93
18.302'	7.99	18.308'	7.48

Las muestras seleccionadas para los estudios geoquímicos fueron sometidas a un tratamiento mecánico, en la que se utilizan herramientas manuales y equipos automáticos, lo cual consiste en varias etapas que se detallan a continuación (Figura 11):

- Se realiza limpieza total del taller de molienda para evitar la contaminación de las muestras, se lava con agua, jabón y luego se seca con alcohol el mortero antes de tratar cada una de las muestras por separado para su trituration.
- Posteriormente las muestras son fragmentadas a tamaños menores a 5 cm para introducirlas al molino automático vibratorio de circonio.
- Ya con las muestras fragmentadas se introducen cada una por separado en el molino automático, previamente se lava el mortero de circonio utilizando agua, jabón y luego es secado con alcohol para evitar la contaminación de cada una de las muestras durante el proceso de pulverización.

Luego de pulverizar las muestras se realizaron los análisis geoquímicos mediante la técnica de espectrometría de fluorescencia de rayos X con el espectrómetro de modelo Axios Petro de marca Panalytical aplicando el análisis de polvo directo, el cual se detalla a continuación (Figura 12):

- El análisis de polvo directo consistió en la toma de una muestra previamente pulverizada hasta obtener un rango granulométrico por debajo de 100 micrones.
- La muestra es colocada directamente en una capsula plástica de polietileno soportado con una película de mylar de 6 micrones.
- La capsula plástica, previa agitación y estabilización manual, es colocada en la cámara analítica del espectrómetro de Fluorescencia de Rayos X Axios Petro bajo ambiente de He.

Los elementos Si, Al, Fe, Ti, Ca, K, Mg, Mn, P, Na, Zr, Sc, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y y Ba, son analizados por una curva de calibración hecha con materiales geológicos certificados cuyas condiciones analíticas son definidas por el programa analítico SuperQ versión 4.0, con módulos Oil Trace y IQ+ para análisis semicuantitativos.

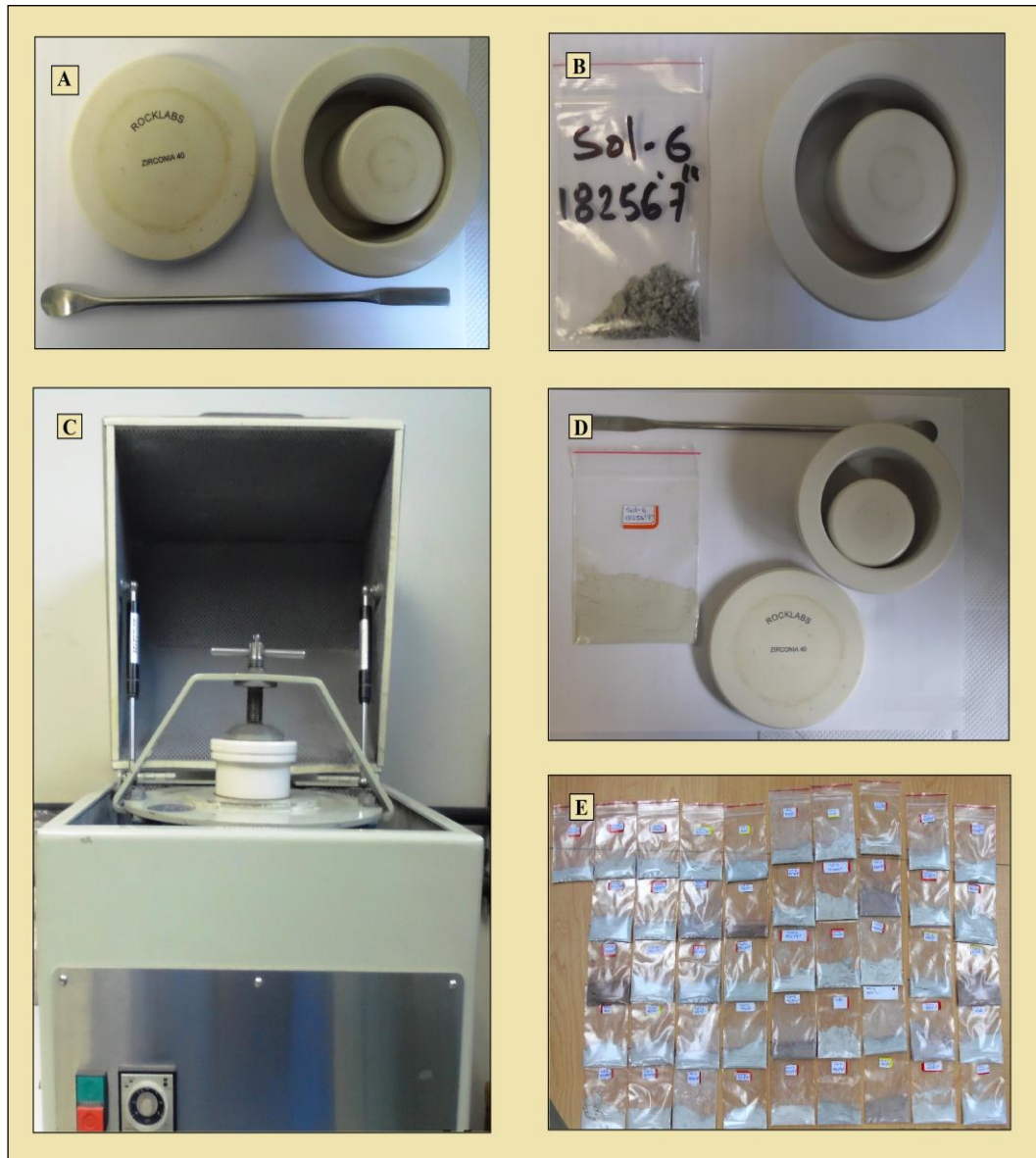


Figura 11. A) Mortero de circonio. B) Muestra previamente triturada. C) Molino automático vibratorio de circonio. D) Muestra pulverizada. E) Muestras pulverizadas para los análisis geoquímicos.

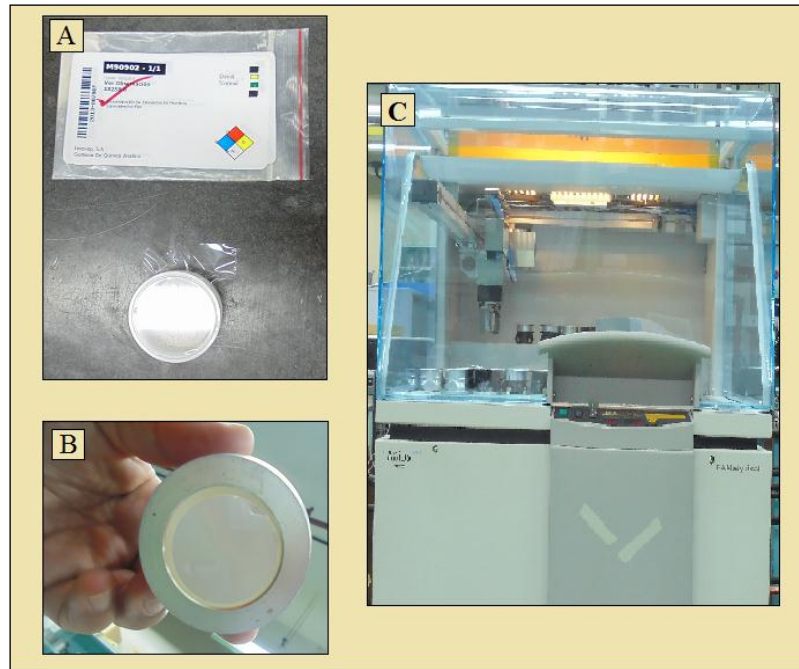


Figura 12. A) Muestra previamente pulverizada. B) Capsula plástica de polietileno. C) Espectrómetro de fluorescencia de rayos X Axios Petro.

### 1.9.3 Fase de oficina

#### (a) Elaboración de la hoja sedimentológica

Posterior a la fase de la descripción del núcleo, se procede a elaborar la hoja sedimentológica mediante el *software CorelDRAW Graphics Suite 12*; indicando eón, era, sistema, unidad litológica, profundidad del núcleo, numero del núcleo, número de caja del núcleo, fotos del núcleo, litología gráfica: tipo de roca, tamaño de grano, escogimiento, redondez, color de la roca e identificación de fracturas; descripción litológica, resultados de los análisis geoquímicos y análisis petrográfico visual y modal.

### (b) Petrografía visual y modal, análisis geoquímicos y procedencia de los clastos

Los datos obtenidos a partir del análisis petrográfico modal se graficaron en los diagramas ternarios propuestos por Dickinson *et al.* (1979, Figuras 13, 14, 15 y 16), mediante el uso del *Software PetroGraph 2 beta*. De igual manera los resultados recabados en los análisis geoquímicos se graficaron a través de los diagramas de discriminación para ambientes tectónicos en rocas sedimentarias según las clasificaciones de Bhatia (1983, Figuras 17, 18 y 19), Roser y Korsch (1986, Figuras 20, 21 y 22), diagrama de discriminación para ambientes tectónicos de Pearce *et al.* (1984, Figura 23) y el diagrama de peraluminosidad de Manniar y Piccoli (1989, Figura 24) por medio de los *software PetroGraph 2 beta* y *Microsoft Excel 2010*.

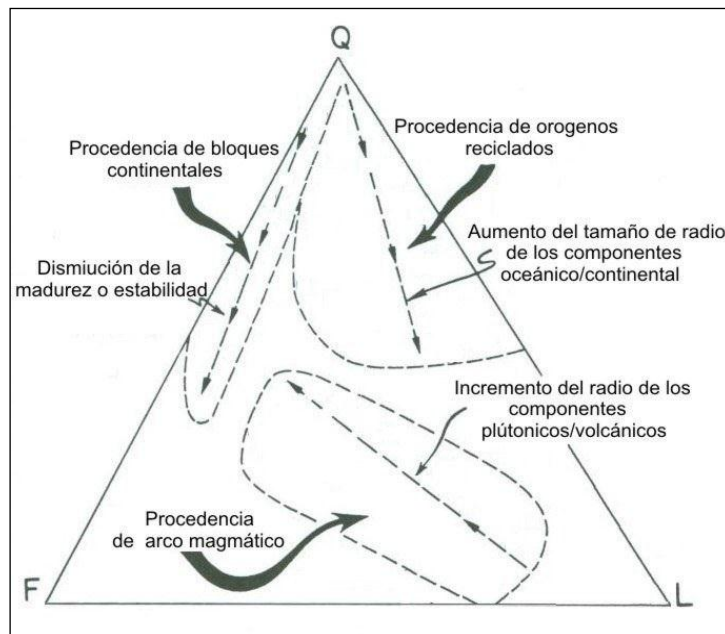


Figura 13. Diagrama ternario de procedencia tectónica. Q: cuarzo total (incluyendo granos monocristalinos), F: total de granos de feldespatos (incluyendo granos monocristalinos), L: total de fragmentos líticos (incluyendo granos policristalinos). Tomado y modificado de Dickinson y Suczek (1979).

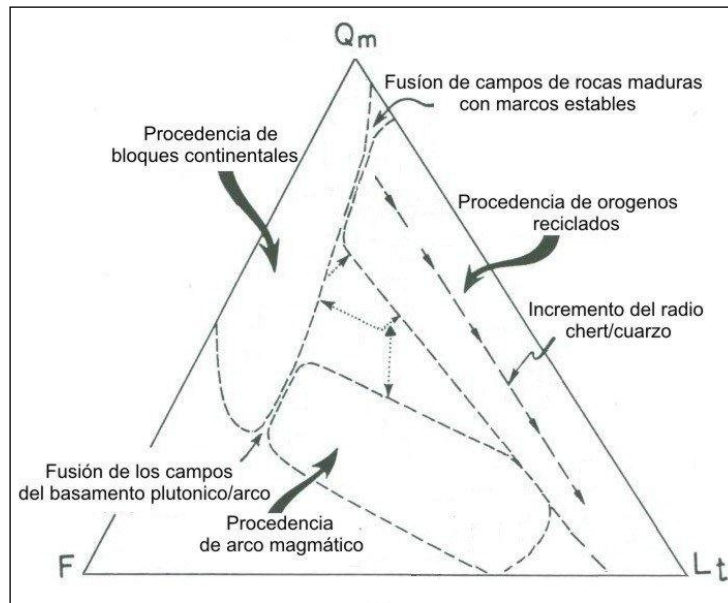


Figura 14. Diagrama ternario de procedencia tectónica. Qm: cuarzo monocristalino. F: total de granos de feldspatos (incluyendo granos monocristalinos). Lt: total de fragmentos líticos policristalinos, incluyendo cuarzoes estables. Tomado y modificado de Dickinson y Suczek (1979).

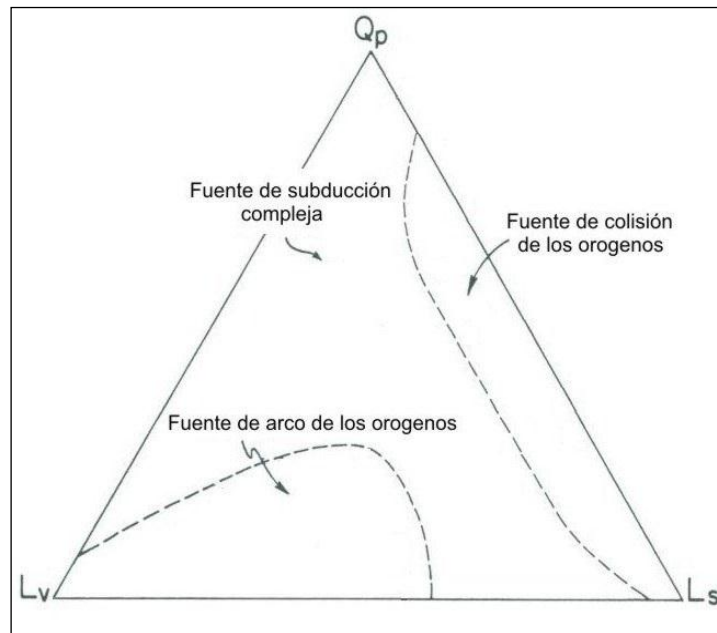


Figura 15. Diagramas ternarios de procedencia tectónica. Qp: cuarzo policristalino, principalmente chert. Lv: total de fragmentos de rocas volcánicas-metavolcánicas. Ls: fragmentos de rocas sedimentarias y metasedimentarias inestables. Tomado y modificado de Dickinson y Suczek (1979).

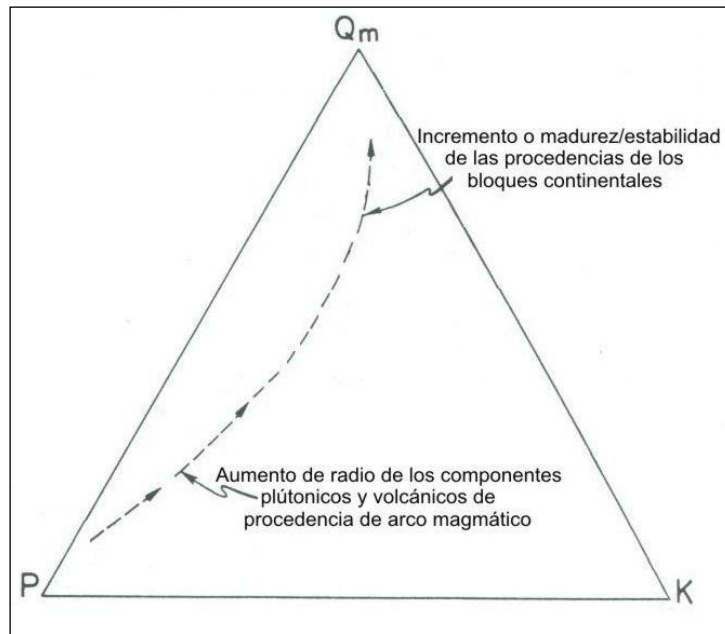


Figura 16. Diagramas ternarios de procedencia tectónica. Qm: cuarzo monocristalino. P: plagioclasas y feldespatos. K: feldespatos potásicos. Tomado y modificado de Dickinson y Suczek (1979).

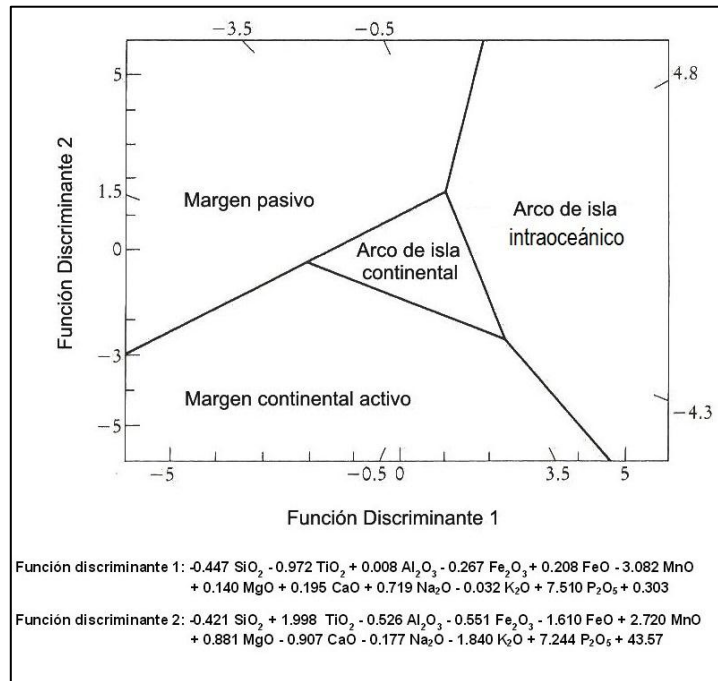


Figura 17. Diagrama de discriminación para ambientes tectónicos en rocas sedimentarias (Bhatia, 1983). Tomado y modificado de Rollinson (1993).

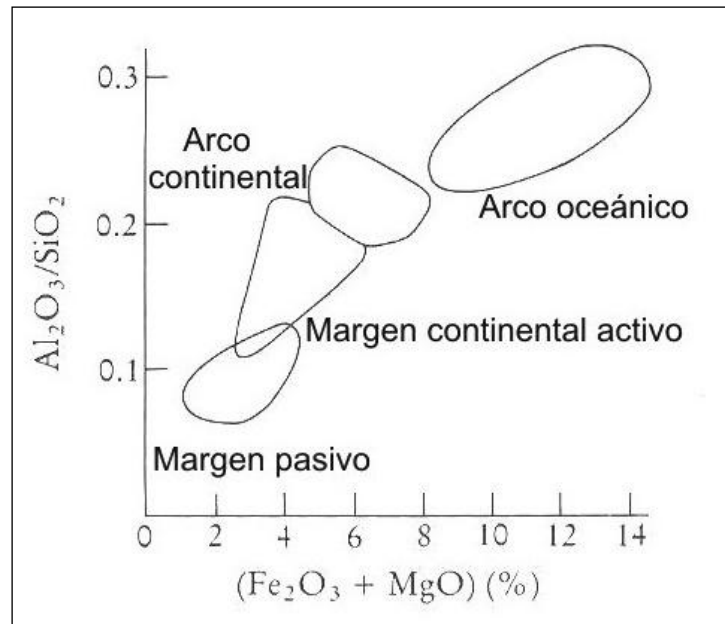


Figura 18. Diagrama de discriminación para ambientes tectónicos en rocas sedimentarias (Bhatia, 1983). Tomado y modificado de Rollinson (1993).

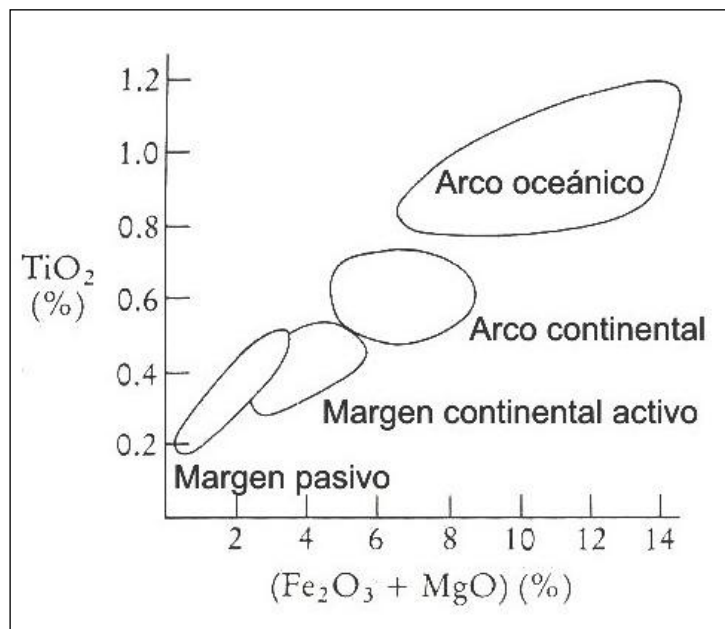


Figura 19. Diagrama de discriminación para ambientes tectónicos en rocas sedimentarias (Bhatia, 1983). Tomado y modificado de Rollinson (1993).

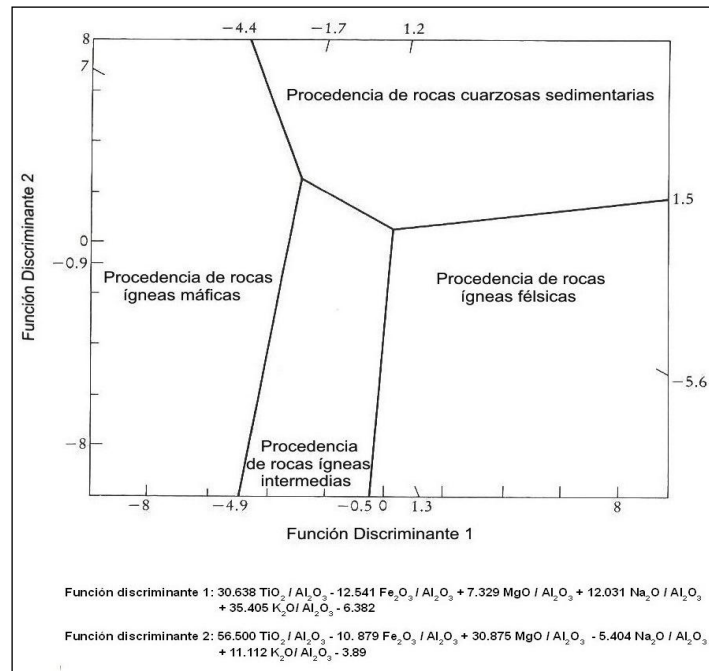


Figura 20. Diagrama de discriminación para ambientes tectónicos en rocas sedimentarias (Roser *et al.*, 1986). Tomado y modificado de Rollinson (1993).

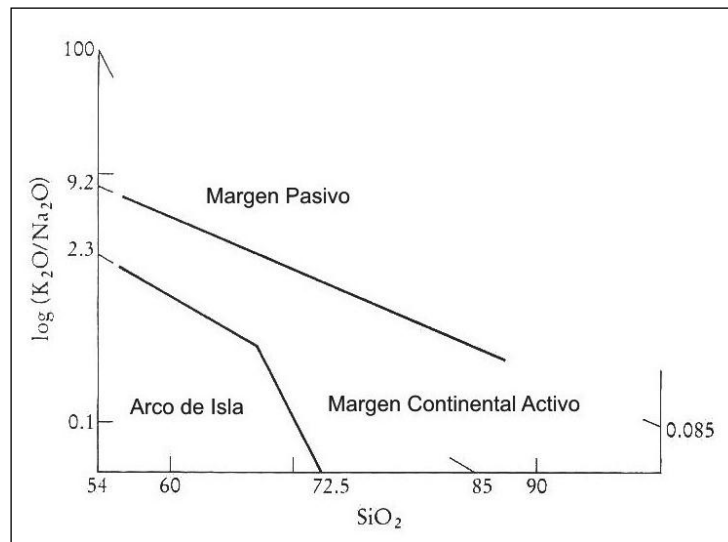


Figura 21. Diagrama de discriminación para ambientes tectónicos en rocas sedimentarias (Roser *et al.*, 1986). Tomado y modificado de Rollinson (1993).

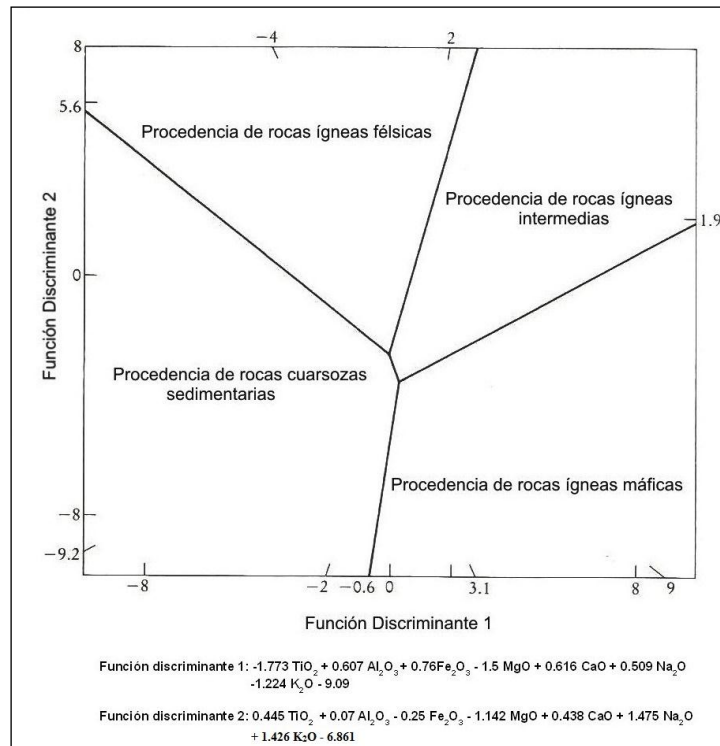


Figura 22. Diagrama de discriminación para ambientes tectónicos en rocas sedimentarias (Roser *et al.*, 1986). Tomado y modificado de Rollinson (1993).

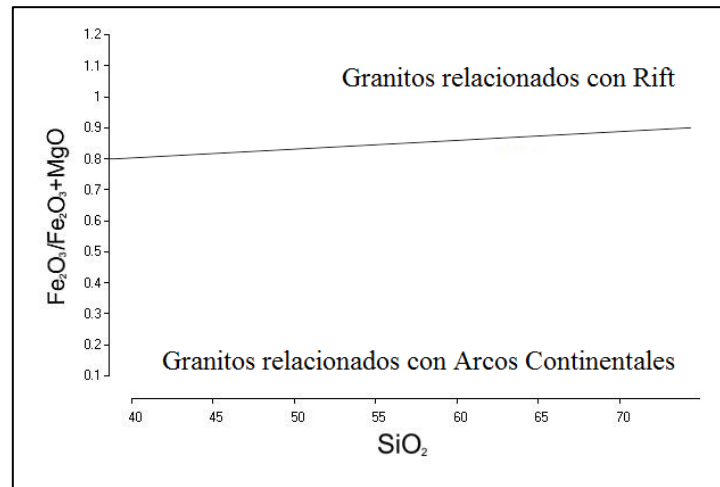


Figura 23. Diagrama de discriminación para ambientes tectónicos. Tomado y modificado de Pearce *et al.* (1984).

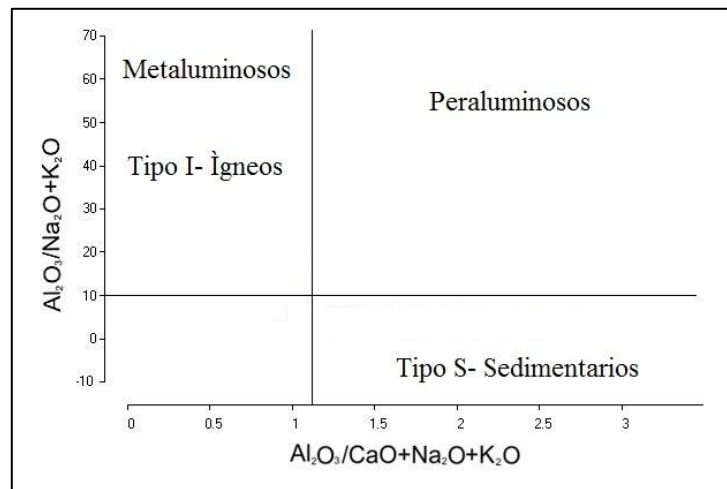


Figura 24. Diagrama de peraluminosidad. Tomado y modificado de Maniar y Piccoli (1989).

### (c) Análisis de resultados

En la fase de análisis de resultados se interpretaron los datos obtenidos mediante la caracterización petrográfica, sedimentológica y geoquímica, en base a las características sedimentológicas y ambientales, procedencia y ambiente tectónico en el cual se originan los sedimentos logrando determinar las posibles fuentes de aporte de los clásticos depositados en el corte basal del pozo Sol-6.

## CAPÍTULO II

### GEOLOGÍA REGIONAL

#### 2.1 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA CUENCA DE MARACAIBO

La cuenca de Maracaibo es una depresión de 52.000 km<sup>2</sup> ubicada en su mayoría en el estado Zulia, con extensiones menores en los estados Táchira, Mérida y Trujillo. Sin embargo, otros autores (Mann *et al.*, 2005) la definen como una cuenca de 50.000 km<sup>2</sup> con un espesor máximo de sedimentos Cretácicos y post-Cretácicos de aproximadamente 36.000 pies. La cuenca de Maracaibo está definida por Colleta y Roure (1997) como una cuenca de tipo antepaís, construida sobre el Bloque triangular de Maracaibo limitado por las fallas de Oca (al norte), Boconó (al sur-sureste) y Santa Marta-Bucaramanga (al oeste).

Sus límites geográficos son al norte por el Golfo de Venezuela, al oeste y noreste por la Sierra de Perijá, al suroeste por el macizo de Santander de Colombia, al sureste por los Andes de Mérida y al este y noreste, La Serranía de Trujillo, por el pliego de vergencia suroeste y la faja de corrimiento de las Napas de Lara (González de Juana *et al.*, 1980, Figura 25).

La historia geológica de la cuenca de Maracaibo se desarrolla desde un proceso extensivo a uno compresivo. Parnaud *et al.* (1995), describe seis supersecuencias limitadas entre sí por discordancias, de un proceso de extensión a uno de colisión (Figura 26):

- Supersecuencia del Jurásico A: Extensión
- Supersecuencia del Cretácico B: Margen Pasivo
- Supersecuencia del Cretácico Tardío-Paleoceno C: transición de margen pasivo a margen colisional transpresivo

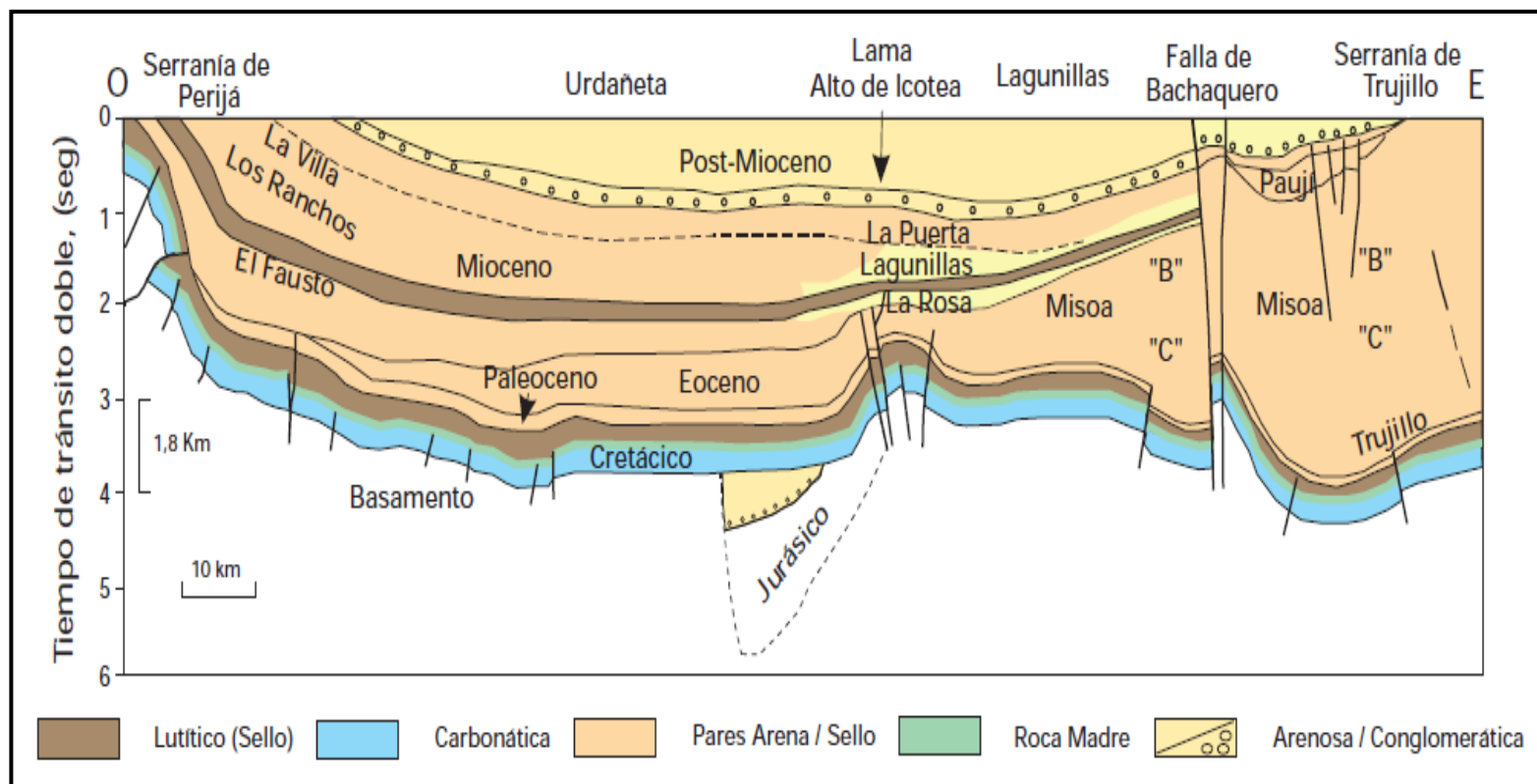


Figura 25. Sección estructural regional de La Cuenca del Lago de Maracaibo. Tomado de Parnaud *et al.* (1995).

- Supersecuencia del Paleoceno Superior-Eoceno Medio D: cuencas colisionales
- Supersecuencia del Eoceno Superior-Mioceno Inferior E: cuencas colisionales
- Supersecuencia del Mioceno Medio-Pleistoceno

Según Bartok (1993), la historia comienza como una compresión Paleozoica, asociada tanto a la orogénesis del Precámbrico Tardío como a la del Paleozoico Tardío, seguida por la apertura jurásica, donde el norte de Suramérica experimenta un rifting desde el sur de Norteamérica, pasando por el bloque Yucatán (Jurásico Tardío-Cretácico Temprano), lo que generó la depositación de secuencias volcánico-clásticas continentales en un sistema de grábenes con dirección NNE-SSO (De Toni *et al.*, 1994; Lugo y Mann, 2005) evidenciado en los espesores de los clásticos arenosos de la Formación Río Negro que controlaban la sedimentación fluvial a través de sus sistemas de fallas en el Neocomiense-Barremiense (Figura 27).

Posteriormente, según Lugo (1991) se inicia la subsidencia termal Cretácica en un margen pasivo, influenciado tectónicamente por el borde continental activo del occidente de Suramérica. Cuando la subsidencia termal se estabiliza, se deposita el Grupo Cogollo (formaciones Apón, Lisure, Maraca) en un extenso mar epicontinental transgresivo. Este mar se origina a causa de los cambios del nivel del mar a escala mundial que surgen como resultado de la invasión marina a la plataforma producida por la separación de Pangea, ocurrida en el Jurásico y más directamente por la apertura del rift en el Atlántico Sur.

Estó ayudo a la depositación de grandes cantidades de sedimentos principalmente de carbonáticos (Steve, 2000), pero también de lutitas y ftanitas ricas en materia orgánica (Figura 28).

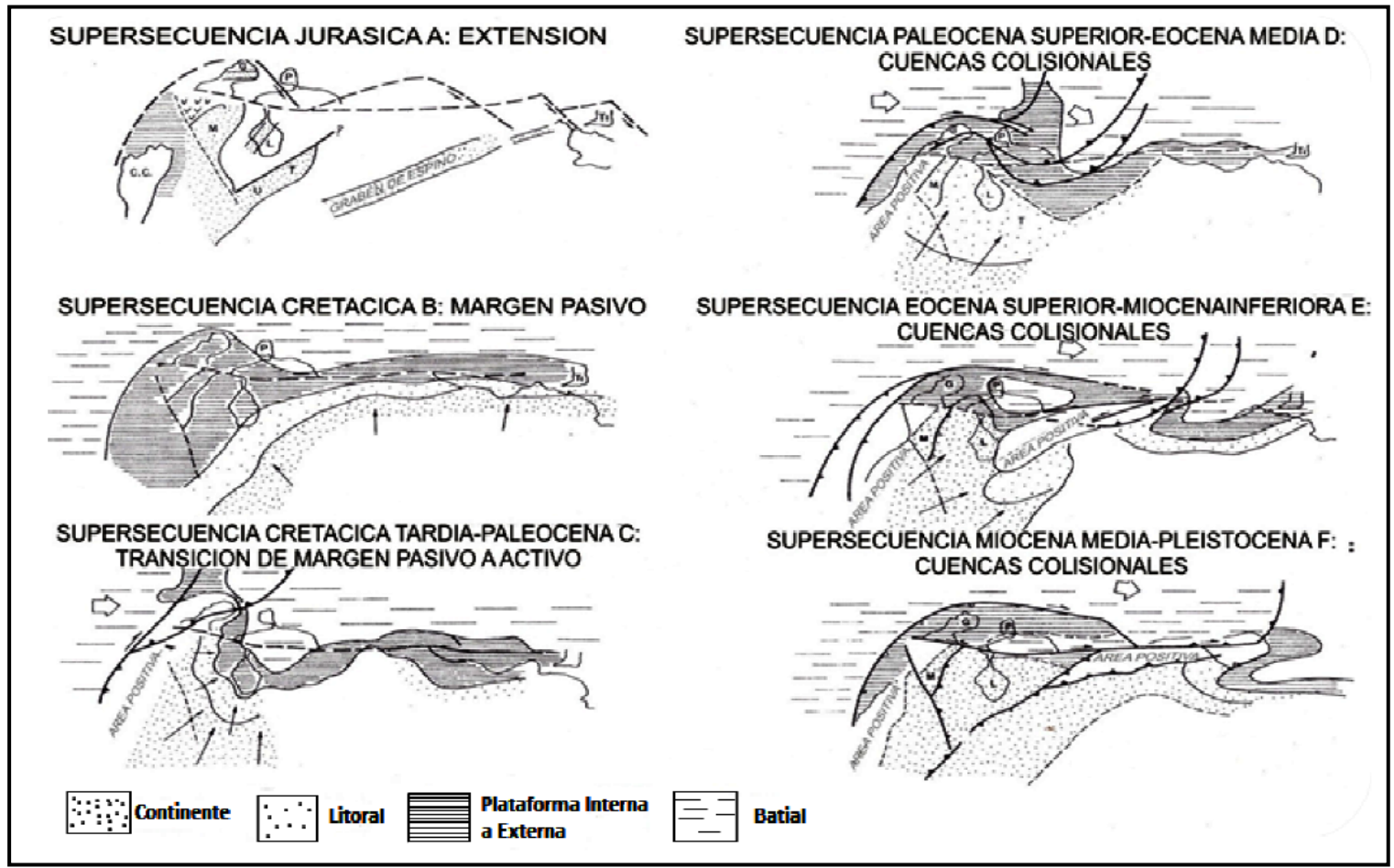


Figura 26. Supersecuencias y los procesos más importantes que describen la geología de la zona, mostrando las falla delimitantes del bloque de Maracaibo. Tomado de Parnaud *et al.* (1995).

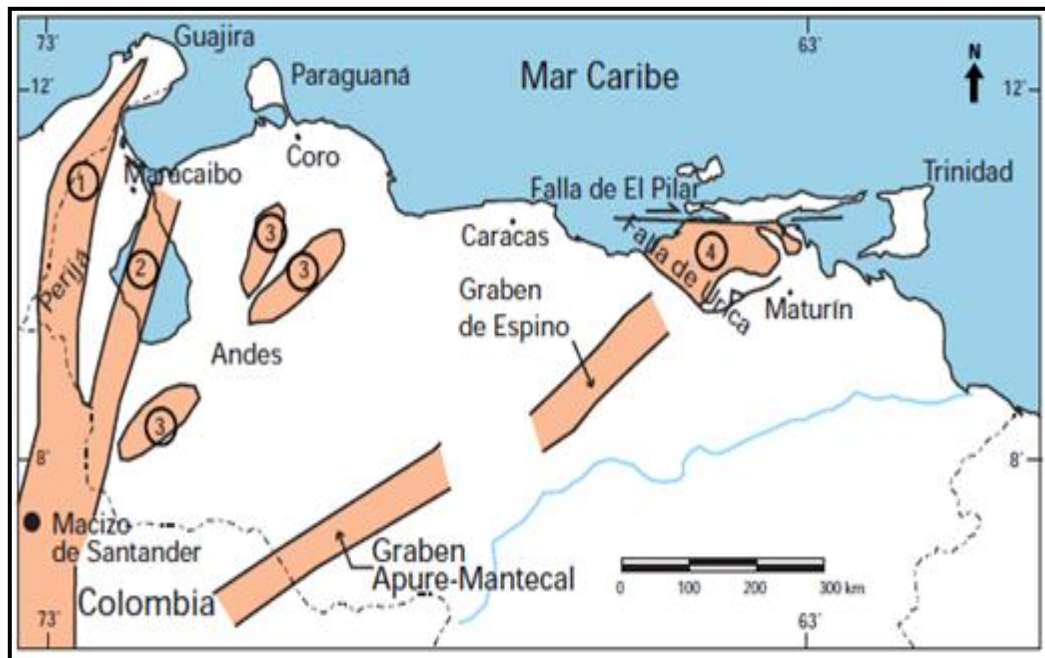


Figura 27. Distribución de las rocas jurásicas en Venezuela. Sierra de Perijá (1), basamento en el subsuelo de la cuenca de Maracaibo (2), los Andes (3), subsuelo de las cuencas de Barinas-Apure y Oriental (grábenes de Apure-Mantecal y Espino) Serranía del Interior (4). Tomado de Bartok (1993), Passalacqua *et al.* (1995) y Lugo y Mann (1995).

Esta invasión marina o evento oceánico anóxico coincide con el pulso mundial transgresivo del Cretácico Tardío, responsable de la sedimentación de la Formación La Luna, siendo la roca madre por excelencia de Venezuela occidental, depositada en un aumento del nivel del mar en un margen pasivo (Escalona y Mann, 2011).

A finales del Cretácico, en el Maastrichtiense, los mares comienzan a retirarse con respecto a los ambientes más profundos de la roca madre. La Formación La Luna pasa verticalmente a calizas glauconíticas (Miembro Socuy), lutitas oscuras y areniscas delgadas de las formaciones Colon y Mito Juan (González de Juana *et al.* 1980). Según Parnaud *et al.* (1995); Escalona y Mann (2011), el tercer evento sobresaliente es la transición a un régimen compresivo durante el Cretácico Tardío y

Paleoceno Temprano debido a la colisión del Arco del Caribe (margen activo), por el oeste, con la placa Suramericana (margen pasivo). En Colombia ocurre durante el Cretácico Tardío, en la cuenca de Maracaibo en el Paleógeno y en el este de Venezuela y Trinidad en el Neógeno.

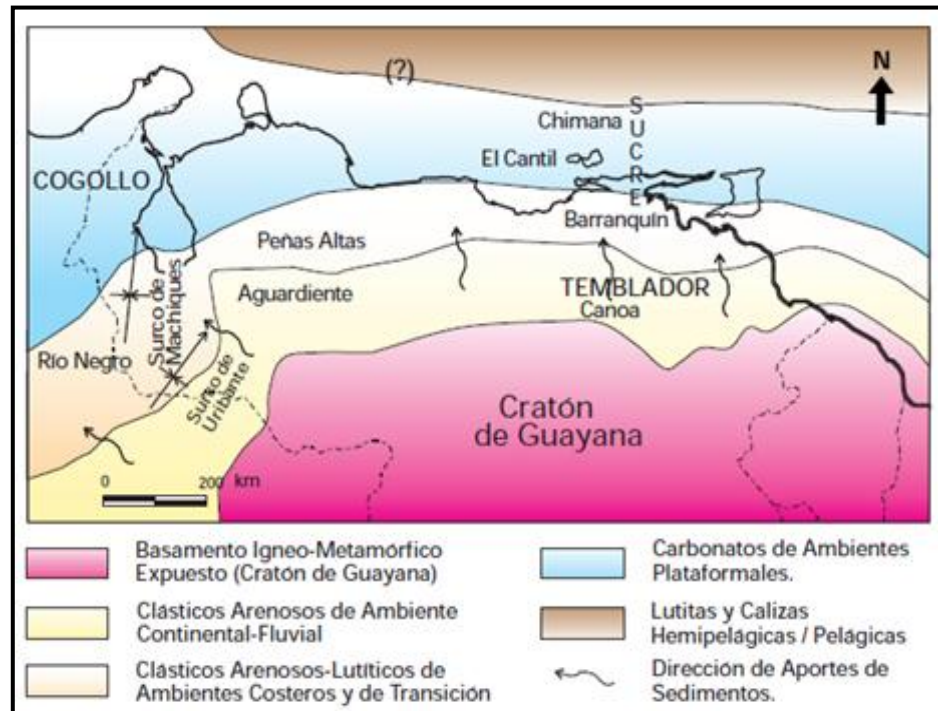
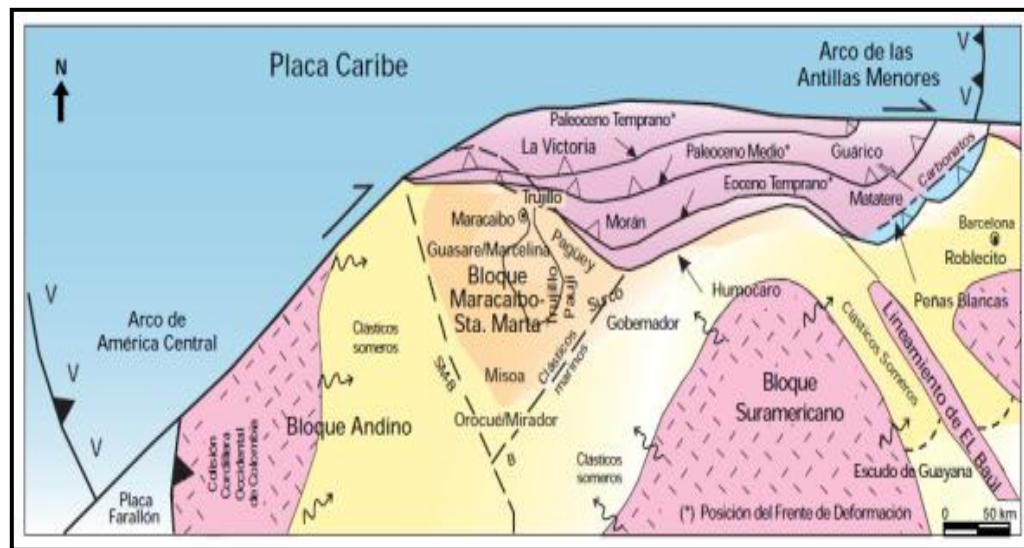


Figura 28. Distribución de facies sedimentarias dominantes durante el (Cretácico Temprano) al Norte del Cratón de Guayana. Tomado de WEC, Schlumberger (1997).

Entre el Paleoceno Tardío y el Eoceno Medio se inicia la acreción de la placa del Caribe con el borde septentrional de la placa Suramericana y ocurre la llamada compresión del Caribe. Al frente del arco volcánico Pacífico y el emplazamiento de las napas de Lara se desarrolla una cuenca antepaís con una orientación NO-SE y fallamiento normal hacia el área antepaís en dirección suroeste (Parnaud *et al.*, 1995). En este periodo, se formó la falla de Oca, la cual representa el límite norte de la cuenca de Maracaibo (De Toni *et al.*, 1994, Figura 29).





 = Aporte de Sedimentos    
  = Frente de Corrimiento

Figura 29. Migración del frente de deformación del Caribe hacia el este-suroeste en Venezuela occidental. Los límites entre el Bloque Andino y el Suramericano se encontraban aproximadamente donde actualmente se encuentran los sistemas de fallas de Santa Marta-Bucaramanga (SM-B) y Boconó (B), tomado de Yoris & Ostos (1997).

A finales del Eoceno ocurre un levantamiento generalizado de la cuenca de Maracaibo, y un periodo de fallamiento importante, particularmente en los alineamientos longitudinales del lago, con ejes de plegamientos orientados de sur a norte, dichas modificaciones en la cuenca antepaís fueron debidas a la colisión del Arco de Panamá, la cual extendió hasta el Pleistoceno. La cuenca antepaís se separa en la cuenca de Maracaibo y la cuenca Barinas-Apure debido al levantamiento de la Serranía de Perijá, los Andes de Mérida y el Macizo de Santander (Bradley y Kidd, 1999).

Durante el Eoceno Medio ocurre una fase caracterizada por fallas normales en el NO con fallamiento inverso en dirección NE-SO en la zona antepaís. En el borde noreste de la cuenca, la deformación se caracteriza por fallamiento de tipo extensivo, que involucran la reactivación de las fallas en dirección NNE, formadas durante la fase

previa de rift Jurásico, y la formación generalizada de fallas normales con tendencia NO (Figura 30). Las fallas están asociadas a un proceso de compresión, con fallamiento inverso de la cuenca de Maracaibo, debido al avance del cinturón de deformación formado durante la colisión oblicua entre la Placa Caribe y Suramérica (Bradley y Kidd, 1999). El Neógeno está caracterizado por periodos de levantamientos, como consecuencia de la colisión de las placas Caribe y Suramericana. Esto trae como consecuencia, que durante el Plioceno se formen las cuencas petrolíferas actuales y se levantan extensas zonas que constituyen el sistema Montañoso del Caribe y el ramal de los Andes Venezolanos, el cual separa la cuenca de Maracaibo de la cuenca Barinas-Apure (Figura 31).

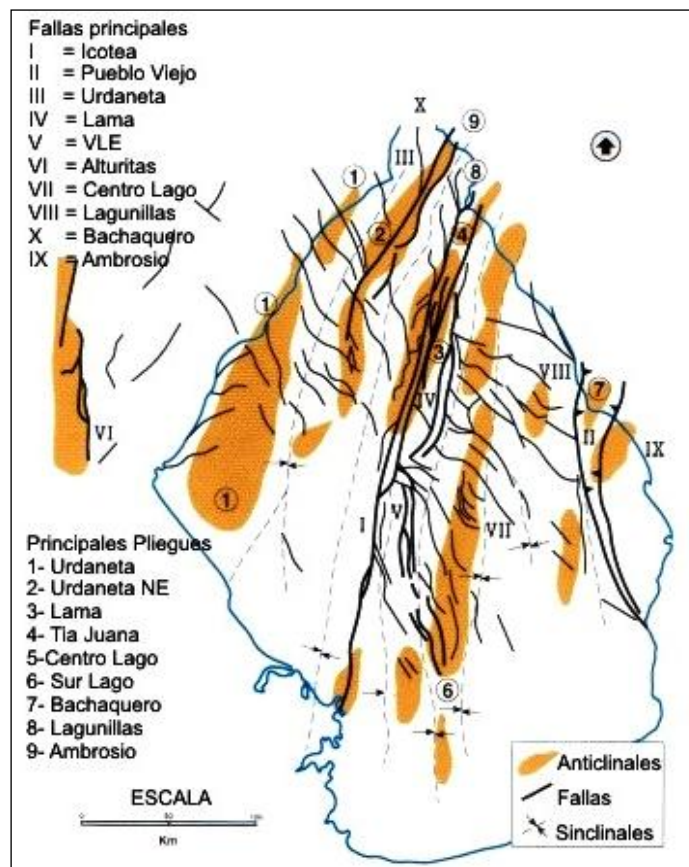


Figura 30. Mapa estructural de la cuenca de Maracaibo para el Pleistoceno. Se muestran los sistemas de fallas y los plegamientos existentes en toda la cuenca. Tomado y modificado de <http://www.pdvsa.com/lexico/posters/gglr94.htm>.

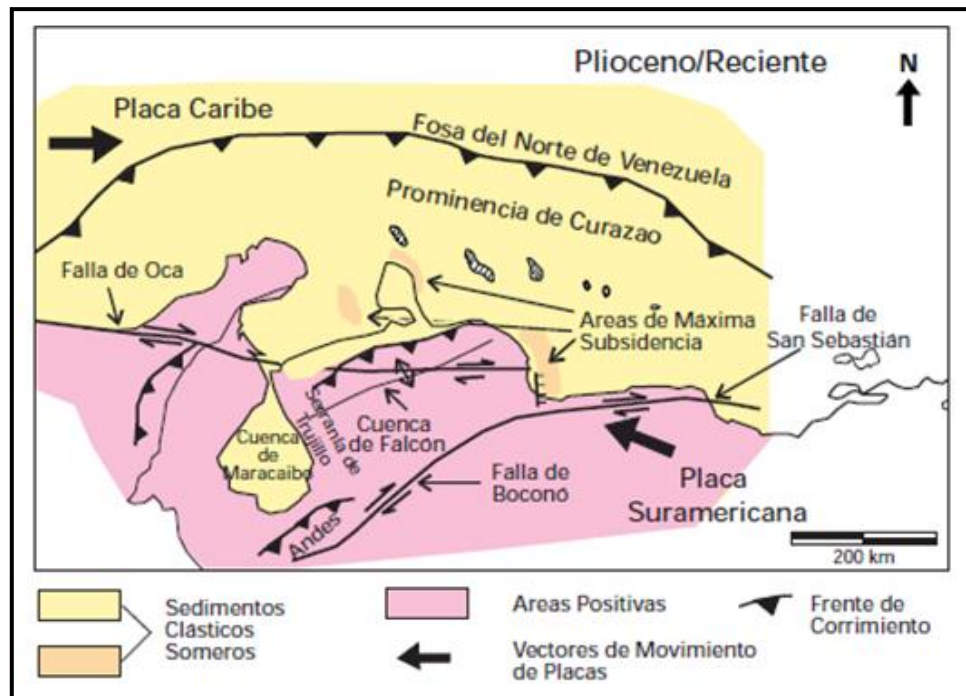


Figura 31. Colmatación de las cuencas antepaís y levantamiento regional del norte de Venezuela. Tomado de Macellari (1995).

## 2.2 EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y GEODINÁMICA DE LA CUENCA DE MARACAIBO

Las diferentes fases de deformación que afectaron el occidente de Venezuela, implica una historia estructural compleja y polifásica que por supuesto se manifiestan con una gran gama de distintos estilos estructurales (De Toni *et al.*, 1994), para cada evento se observa tanto una sobreimposición tectónica con reactivación de estructuras pre-existentes (estructuras heredadas) como formación de nuevas estructuras (estructuras neoformadas). La cronología relativa de los episodios tectónicos así como su reconstrucción cinemática, se basa en la relación que existe entre los marcadores sedimentarios y la estructura.

La actividad tectónica se describe a continuación (De Toni *et al.*, 1994, Figura 32):

➤ **Tectónica de basamento**

Durante el mesozoico la tectónica de basamento se inicia durante el Jurásico con la apertura continental entre Norte y Suramérica. Las fallas normales asociadas a la apertura jurásica (“rifting”) controlaron posteriormente la reactivación de las estructuras en el basamento durante los episodios de compresión, transpresión, extensión y transtensión.

Los eventos de compresión en que la componente fue ortogonal con respecto a la orientación principal de las estructuras, se desarrollaron fallas inversas tipo “short cut thrust” en los bordes de los grábenes (sector suroccidental del piedemonte surandino) y cuando la componente fue oblicua (transpresión), únicamente ocurrió inversión estructural de los grábenes.

La compresión Andina es quizás la manifestación más resaltante de tectónica reciente de basamento en el occidente de Venezuela. Aun cuando la geometría de los bloques tectónicos no está bien definida, la sísmica del flanco norandino evidencia una serie de cabalgamientos profundos que transportan el basamento hacia el norte y noroeste. La cobertura sedimentaria se pliega pasivamente sobre los bloques fallados formando importantes estructuras monoclinales.

➤ **Tectónica de cobertera**

Los niveles dúctiles del Cretácico Superior (Formación Colon) y del Paleógeno (formaciones Trujillo y Paguey) constituyen los horizontes principales de despegues activos durante los episodios compresivos eocenos y miocenos (corrimientos asociados a las napas de Lara y zonas triangulares del flanco Perijanero y flanco Norandino), distensivos (cuencas distensivas de Zulia Oriental) y transpresivos (retrocorrimientos de la Paz-Mara y de Lama-Icotea).

En el dominio distensivo de Zulia oriental, las fallas normales lístricas se generaron por una deformación dúctil de las unidades del Paleógeno que fueron plegadas pasivamente como respuesta a la reactivación por extensión (deformación frágil) de estructuras jurásicas en el basamento. Los despegues de estas fallas lístricas se localizan dentro de los horizontes dúctiles de las formaciones Colon y Trujillo.

En el dominio transpresivo, las estructuras que involucran basamento (La Paz-Mara e Icotea) y generación de retrocorrimientos en la cobertura sedimentaria, las cuales mecánicamente propagaron el acortamiento en dirección opuesta al transporte tectónico del basamento.

#### ➤ **Inversiones estructurales**

La gran cantidad de estructuras que fueron interpretadas en la cuenca de Maracaibo, piedemonte Surandino y Zulia Oriental, corresponden con estructuras invertidas. Los espesos paquetes de sedimentos depositados en las cuencas distensivas jurásicas y paleógenas, fueron deformados posteriormente por compresión.

La inversión estructural generó enormes pliegues asociados a estructuras profundas altamente complejas y variables. Estas estructuras corresponden con fallas inversas tipo “short cut thrust” en el basamento y fallas inversas y retrocorrimientos en la cobertura.

#### ➤ **Zonas triangulares**

El flanco suroriental de la Sierra de Perijá y el flanco norte de los Andes Venezolanos, constituyen dos zonas triangulares de edad Neógeno. La deformación del basamento esta desacoplada dentro de las lutitas (nivel dúctil) de la Formación Colon del Cretácico Superior. El acortamiento en estas cadenas se transfiere en retrocizalla (retrocorrimientos intra-Colon) dentro del mismo nivel dúctil, plegando pasivamente la cobertura post-Colon y transportada en sentido opuesto al movimiento del basamento.

### ➤ Estructuras en “Flor y en Pop Up”

La mayoría de los alineamientos estructurales que involucran basamento y que han sido originados y reactivados por tectónica rumbo deslizante, generan fallas verticales dentro de la cobertura sedimentaria con frecuentes saltos aparentes normales e inversos.

En algunas estructuras se observa que los saltos en las fallas se alteran consecutivamente dentro de la misma estructura, lo que comprueba la existencia de transcurrencia en los alineamientos (zona límite entre los dominios norte y sur del piedemonte Perijanero). Este tipo de tectónica es responsable de las estructuras tipo “flor” o de culminaciones regionales importantes como el “pop up” del Alto de Macao en el piedemonte meridional de Perijá.

A partir de los episodios distensivos jurásicos las cuencas del occidente de Venezuela estuvieron enmarcadas dentro de un contexto geodinámico muy activo, acentuándose durante el Mesozoico Tardío-Cenozoico. La evolución geodinámica de la región es producto de la interacción entre las placas litosféricas mayores del Pacífico, Caribe, Suramérica, dentro de la cual se ubica el Lago de Maracaibo.

La existencia de varias discordancias regionales permite dividir la evolución geodinámica de la cuenca de Maracaibo en seis eventos tectónicos (De Toni *et al.*, 1994):

### ➤ Compresión Paleozoica

La historia del pre-Jurásico es poco conocida, dentro de las unidades paleozoicas que afloran en los Andes Venezolanos y Colombianos se pueden distinguir diferentes episodios de deformación. Estos eventos podrían estar asociados tanto a la orogénesis del Precámbrico Tardío-Paleozoico Temprano, como a la del Paleozoico Tardío (Bartok, 1993).

El paleozoico se evidencia en la cuenca de Barinas-Apure como un sistema de pliegues y cabalgamientos transportados hacia el sur-sureste. Estas estructuras, que son típicas de frente de deformación de orógenos en actividad, se encuentran erosionadas y selladas por debajo de secuencias cretácicas, recubiertas por una secuencia transgresiva cretácica, lo que implica con claridad que fueron deformadas en un evento tectónico pre-Jurásico.

### ➤ **Apertura Jurásica**

Las espesas secuencias volcano-clásticas continentales de la Formación La Quinta se encuentran actualmente invertidas, las cuales se desarrollaron principalmente en la región de la Sierra de Perijá y en la porción meridional de los Andes Venezolanos (Surcos de Machiques y Uribante).

Los sedimentos continentales de la Formación La Quinta representan los depósitos sintectónicos asociados a la apertura del margen occidental de la cuenca jurásica del mar de Thetis. Estos sedimentos tienen sus equivalentes en el margen suroriental mexicano (Serie de Todos Los Santos de Chiapas), en donde también se reconocen niveles marinos y evaporíticos con fuerte potencial petrolífero. Hasta estos momentos, estos niveles marinos y evaporíticos jurásicos no han sido identificados en Venezuela.

Se plantea que gran parte de las estructuras jurásicas se originaron a partir de la reactivación de cabalgamientos paleozoicos en forma de despegues extensionales. Las direcciones de los alineamientos distensivos Jurásicos (NNE-SSO) fueron reactivadas en transgresión, transtensión e inversión (estructuras de Lama-Icotea, Urdaneta, Surco de Uribante, Ceuta-Pueblo Viejo, etc.).

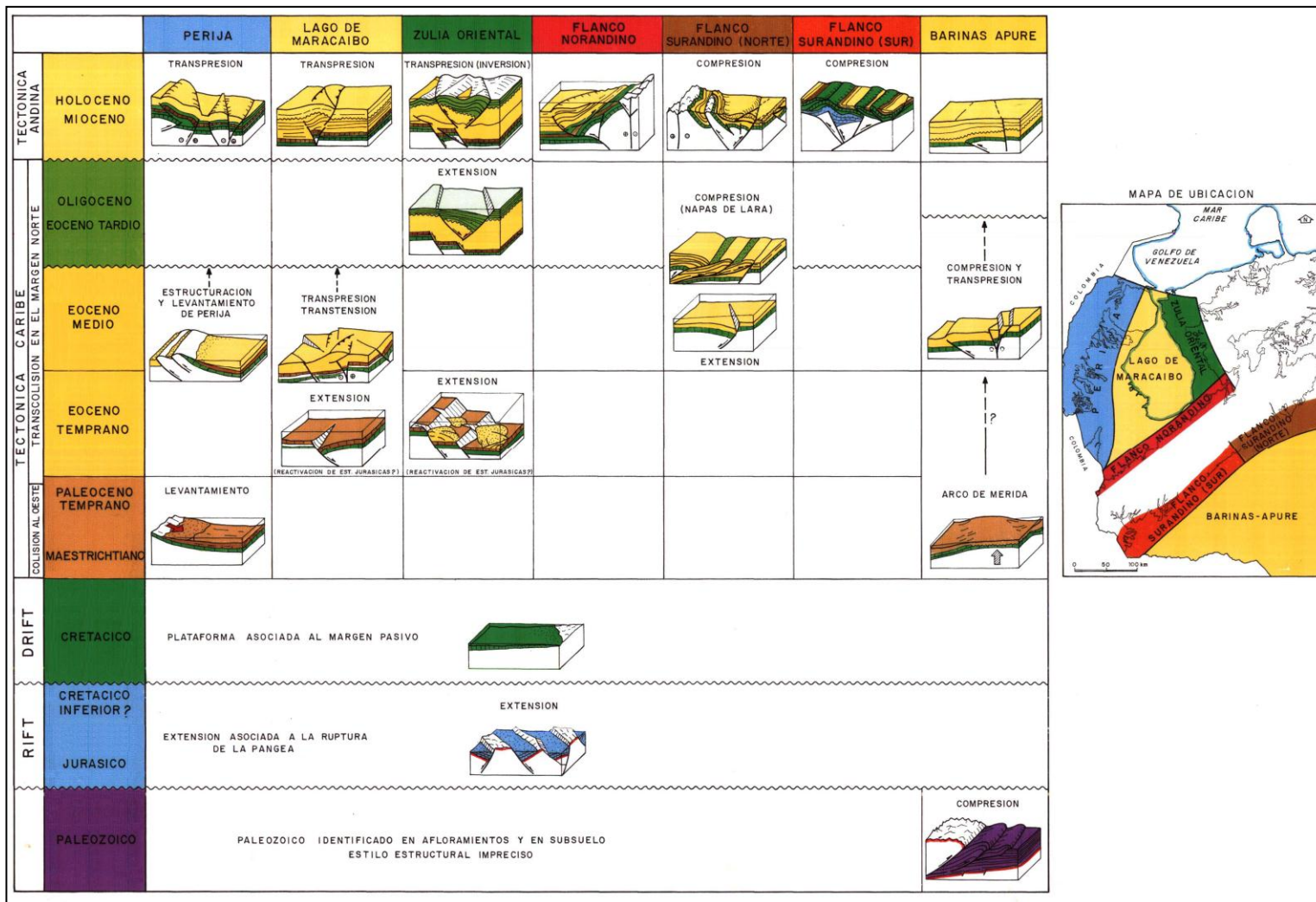


Figura 32. Fases de deformación y estilos estructurales. Tomado y modificado de De Toni *et al.* (1994).

### ➤ **Subsidencia Termal Cretácica**

La culminación de la ruptura de Pangea ocurrió durante el Jurásico Tardío y tal vez abarco parte del Cretácico Temprano. La trasgresión marina cretácica marca el comienzo de un largo periodo de subsidencia y relajación termal del borde septentrional de la placa Suramericana. Durante este tiempo en el occidente de Venezuela se desarrolla una cuenca marginal que se comunica al oeste con una cuenca posterior a un arco volcánico, mientras que al norte y noreste predominan condiciones de margen pasivo.

Durante este tiempo se depositaron sedimentos ricos en materia orgánica bajo condiciones euxínicas (Formación la Luna). Ningún evento importante de deformación perturbó las unidades cretácicas durante su sedimentación. Durante el Maastrichtiense-Paleoceno Temprano se evidencian los primeros efectos de una deformación compresiva al oeste de la actual Sierra de Perijá. Simultáneamente se inicia el levantamiento del Arco de Mérida que va a permanecer como zona positiva hasta el Eoceno Medio en la Cuenca de Barinas.

### ➤ **Compresión Caribe y Flexión de Antepaís**

Durante el Paleoceno Tardío-Eoceno Medio, se inicia en forma progresiva y oblicua la acreación del Terreno Caribe contra el borde septentrional de la placa Suramericana. La deformación asociada produce el emplazamiento, en dirección sureste de las napas de Lara. El frente de deformación de las napas al este de la costa oriental del Lago de Maracaibo, no puede ser ubicado con precisión, debido a que el contacto está enmascarado y modificado por los episodios erosivos del Eoceno Tardío y Mioceno, así como por la tectónica distensiva-transtensiva del Eoceno Tardío-Oligoceno. La deformación compresiva asociada al emplazamiento de las napas de Lara, origina simultáneamente una cuenca flexural tipo antepaís. En esta cuenca se depositan espesas secuencias de sedimentos detríticos.

Al producirse la flexura litosférica, desarrollan localmente fallas normales hacia el borde periférico de la cuenca. En la cuenca de Maracaibo, los principales alineamientos preexistentes en el sustrato, se reactivaron en extensión (Paleoceno-Eoceno Temprano) y en transpresión-transtensión (Eoceno Medio-tardío). En el Eoceno Tardío-Oligoceno, se registra un periodo importante de erosión en la parte centro y oriental de las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure.

Simultáneamente ocurre una redistribución de los depocentros hacia el oeste del área, lo que implica el levantamiento de la Proto-Sierra de Perijá y una reorganización del contexto geodinámico regional.

#### ➤ **Extensión Paleógena de Falcón-Zulia Oriental**

Durante el Eoceno Tardío-Oligoceno, ocurrió un evento de extensión y transtensión que afectó Falcón y Zulia Oriental. Este evento distensivo modificó la configuración estructural de esta área. En Zulia Oriental, se observa mediante sísmica que las estructuras representan fallas normales lítricas con depósitos sintectónicos que alcanzan espesores de hasta 2 segundos (tiempo doble), mientras que en el sector del Lago de Maracaibo este estilo estructural está completamente ausente. Cada graben representa una pequeña cuenca con un sistema petrolífero independiente.

Las estructuras están asociadas con la deformación del basamento, en el cual los alineamientos estructurales Jurásicos, se reactivaron en extensión, plegando pasivamente la cobertera sedimentaria Paleógena. La existencia de un nivel de desacoplamiento dentro de las secuencias lutíticas de las formaciones Colon-Trujillo indujo simultáneamente con la deformación del basamento, el desarrollo de las fallas lítricas en los niveles superiores. Esta fase de extensión podría ser el resultado del colapso orogénico de la zona de colisión de la placa Suramericana; o el rebote elástico-isostático del basamento cristalino debido a un cambio en el vector del movimiento relativo de las placas del Caribe y Suramericana.

### ➤ **Compresión Neógena Andina**

La colisión del Terreno de Panamá-Baudó contra la esquina noroccidental de Suramérica, produce un evento compresivo de gran importancia en el occidente de Venezuela. Durante este tiempo (Mioceno Tardío-Holoceno), los Andes Venezolanos y la Sierra de Perijá adquieren su morfología actual, y las cuencas distensivas Paleógenas de Falcón y Zulia Oriental se invierten considerablemente. Esta deformación compresiva también fue responsable de los levantamientos del Macizo de Santa Marta, Macizo de Santander y Cordillera Oriental de Colombia.

La deformación de los Andes de Mérida y Sierra de Perijá está controlada por la tectónica de basamento y se localiza a lo largo de alineamientos estructurales preexistentes paleozoicos y jurásicos (inversión de las cuencas jurásicas Uribante y Machiques). En el frente suroriental Andino y en la cuenca de Barinas, las estructuras asociadas con la tectónica Caribe fueron deformadas pasivamente y reactivadas. En los Andes Venezolanos el acortamiento del basamento estuvo acompañado con transcurrencia a lo largo de la falla de Boconó, originando simultáneamente el escape progresivo de la microplaca de Maracaibo hacia el norte.

## **2.3 GEOLOGIA ESTRUCTURAL LOCAL DEL CAMPO URDANETA**

### **2.3.1 Generalidades del campo Urdaneta**

Según Almarza (1998) el campo Urdaneta fue descubierto en 1955, mediante estudios geológicos de subsuelo y levantamientos sismográficos en el borde occidental del lago. El primer pozo fue el TJ-342 de la CREOLE PETROLEUM CORPORATION con 11.477 pies de profundidad, después de perforar seis pozos exploratorios con resultados negativos.

Posteriormente, en 1970, se desarrolló una segunda alineación paralela hacia el este (yacimientos UD-5, UD-7, UD-101) que reveló importante acumulación de hidrocarburos en unidades cretácicas.

En 1984 el pozo A-139 descubrió el yacimiento "Cretáceo 34" a los 16.560 pies de profundidad en una estructura al noreste de la alineación de Urdaneta Centro. El horizonte más importante es la Formación Apón, sin embargo al oeste, en el sector terrestre, el pozo 28K-2Y, de Corpoven, a 14.850 pies de profundidad produce también de la Formación Apón. En el extremo suroeste perforan los pozos SOL, donde han encontrado crudo en unidades cretácicas, en el yacimiento "Cretáceo 44" de la Formación Lisure (pozo Sol-6).

Se ha identificado y desarrollado excelente producción de crudo mediano y liviano en las arenas de la Formación Río Negro, siendo su primera completación individual el pozo UD-130. El éxito alcanzado en el domo sur Urdaneta Oeste en la Formación Río Negro y las condiciones diferentes entre las areniscas de Río Negro y las calizas cretácicas hizo necesario separar su desarrollo desde 1979, por ser de distinto tipo de acidificación empleado, ya que el aplicado en la Formación Río Negro contiene menos H<sub>2</sub>S que el usado en las calizas.

### **2.3.2 Alineamiento del Campo Urdaneta**

➤ Según De Toni *et al.* (1994):

El alineamiento del campo Urdaneta representa una estructura anticlinal de dirección noreste-suroeste que se localiza en la parte occidental del Lago de Maracaibo. Las variaciones del estilo estructural del alineamiento, se muestran en siete perfiles sísmicos que cruzan a la estructura a lo largo del rumbo. Las secciones sísmicas indican que el relieve estructural del anticlinal decrece progresivamente de norte a sur. En el extremo más meridional del alineamiento la estructura anticlinal desaparece completamente.

Las interpretaciones de los perfiles sísmicos indican que la estructura anticlinal representa un “half graben” Jurásico invertido. Las evidencias del graben consisten en la existencia de una espesa serie de reflexiones profundas (4 y 5 segundos) divergentes y en posición angular discordante con respecto a las reflexiones suprayacentes paralelas y semihorizontales que corresponden con las unidades transgresivas cretácicas. La expansión y divergencia de las reflexiones jurásicas hacia el oeste indican que la falla del graben buza en sentido contrario (este) y que la secuencia se sedimentó sintectónicamente con el desarrollo de la estructura distensiva.

La deformación de la secuencia jurásica al sur del alineamiento (L-93) donde el graben está ligeramente invertido es también sintectónica y está asociado a un cambio en el buzamiento de la falla maestra del graben en profundidad (estructura tipo “rollover”). La configuración estructural del pliegue sugiere que el buzamiento de la falla decrece y se horizontaliza en un despegue somero dentro de la corteza superior (Figura 33).

La información sísmica indica que la inversión estructural del graben ocurrió principalmente durante la compresión mio-pliocena (fase compresiva Andina). Sin embargo en otras secciones sísmicas se evidencia una fase de inversión menos pronunciada durante el Eoceno Medio-Tardío (Audemard, 1991).



## 2.4 ESTRATIGRAFÍA REGIONAL

La cuenca de Maracaibo se encuentra constituida por sedimentos depositados desde el Jurásico hasta el Holoceno, sin embargo, el mayor volumen de sedimentos depositados ocurre durante el Cenozoico (Figura 34). Según Lugo (1991), el basamento de la cuenca se conforma por dos unidades principales: la primera corresponde a las rocas metasedimentarias correlacionables a la Formación Mucuchachí y equivalentes, edad Paleozoico Temprano a Medio, con una orientación preferencial noroeste-norte a lo largo del Arco de Mérida; la segunda, a las capas rojas de las Formación La Quinta de edad Jurásico que rellenan grábenes de tendencia nor-noreste (Figuras 35, 36 y 37).

Durante el Precámbrico y el Paleozoico la cuenca de Maracaibo no era conocida en su totalidad, debido a la escasez de controles radiométricos que ayudaran a establecer las edades con mayor precisión. Además, las relaciones estratigráficas tienen alta complejidad por los diferentes eventos metamórficos ocurridos en la área (Rojas, 2000). Según González de Juana *et al.* (1980) en la cuenca de Maracaibo por debajo de las formaciones de edad Cretácico, se encuentran por lo general, rocas metamórficas similares litológicamente a las secuencias andinas y perijanas.

Los terrenos alóctonos de edad Cámbrico-Silúrico iniciaron su adosamiento a Suramérica como constituyentes del Cinturón Orogénico Caledoniano (Cámbrico-Devónico Temprano) los cuales se reconocen como parte del basamento de Los Andes de Mérida y de la cuenca de Maracaibo, donde afloran rocas ígneas graníticas y, rocas sedimentarias de ambientes plataformales y marinos profundos, mientras que, los terrenos alóctonos de edad Devónico adosados a Suramérica, están ahora aflorando en la Sierra de Perijá (Ostos y Yoris, 1997).

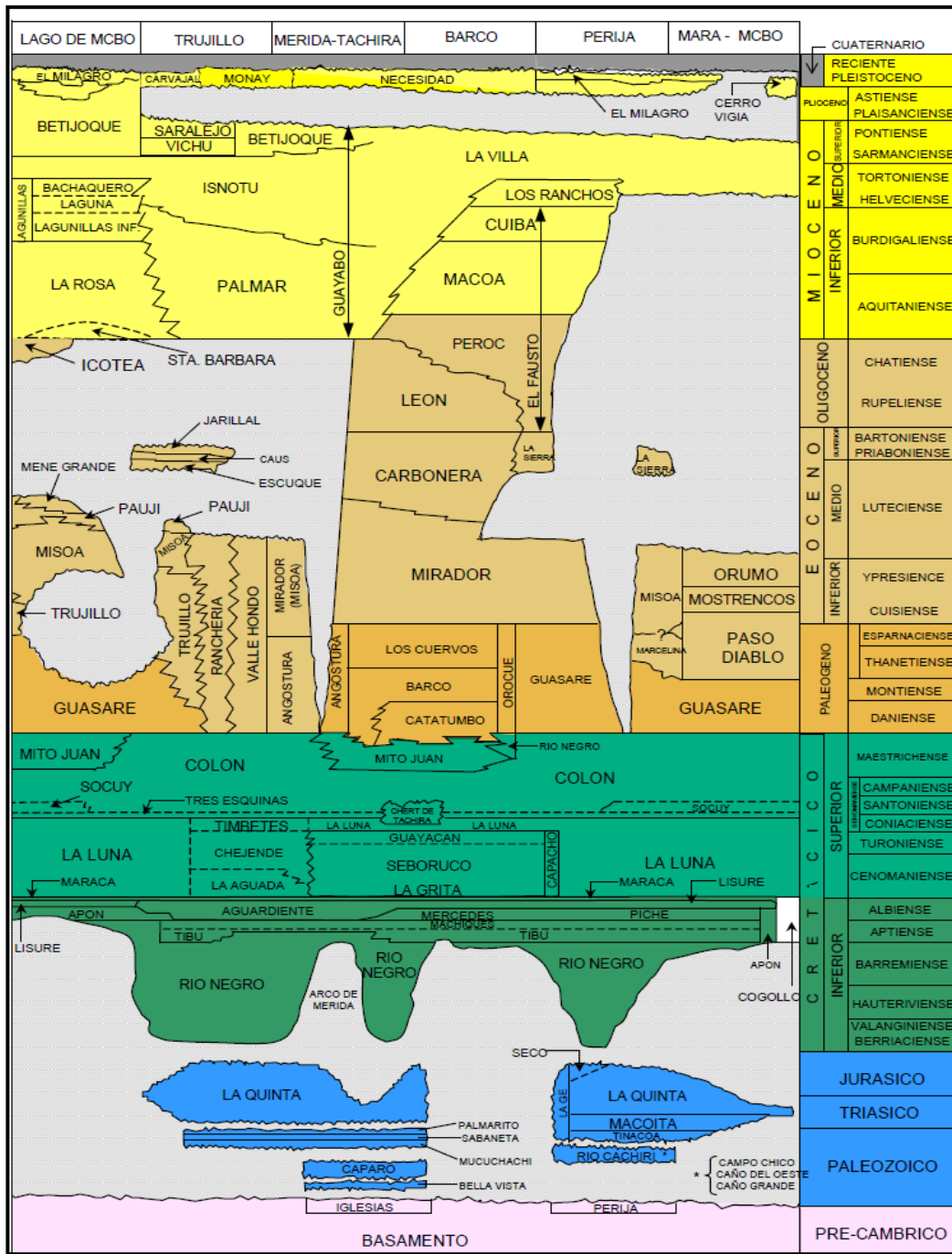


Figura 34. Cuadro de correlación estratigráfica de la cuenca de Maracaibo, Léxico Estratigráfico de Venezuela (2012).

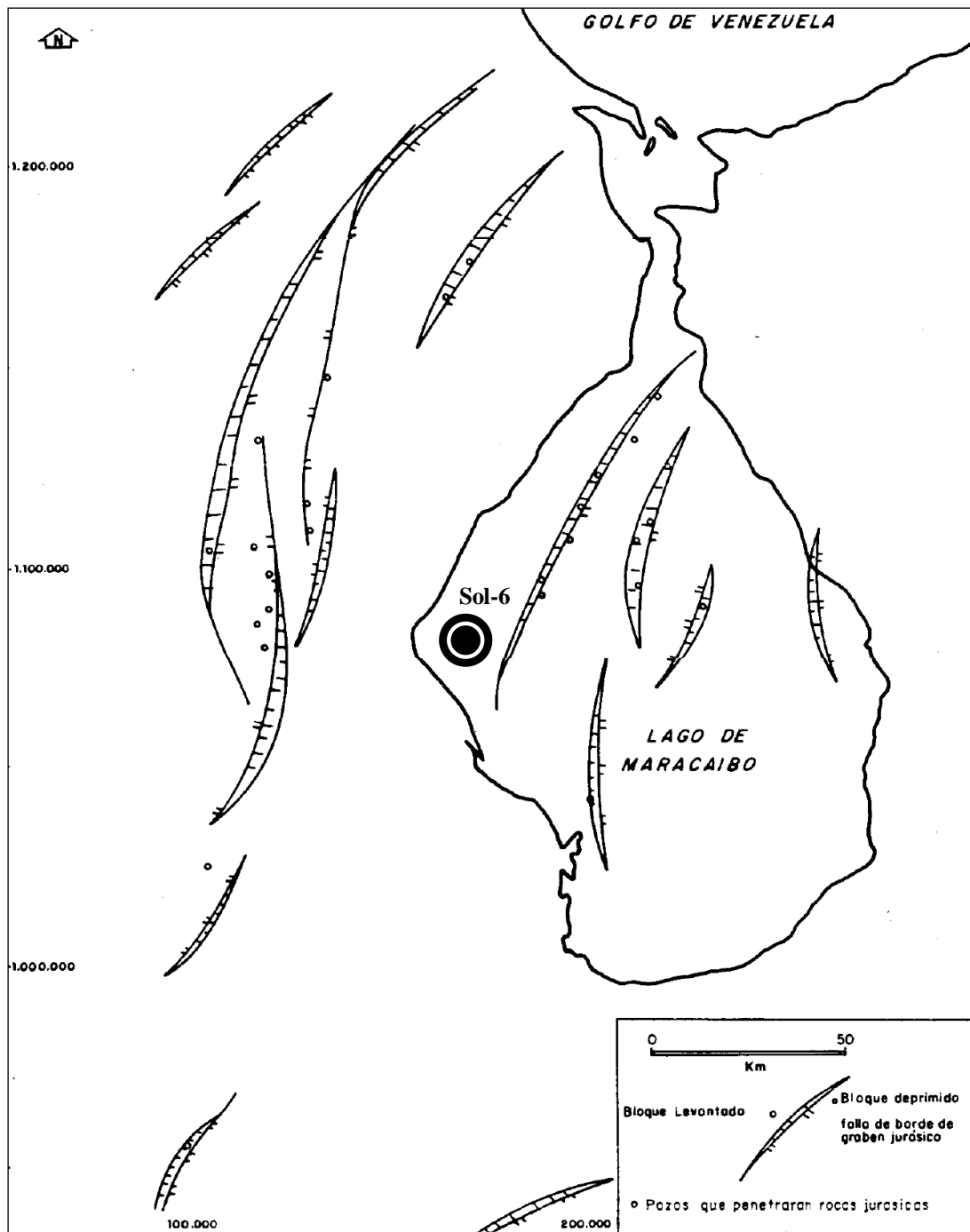


Figura 35. Mapa esquemático donde se muestra la orientación y geometría de las estructuras distensivas jurásicas en el área de la cuenca de Maracaibo. Tomado y modificado de De Toni *et al.* (1994).

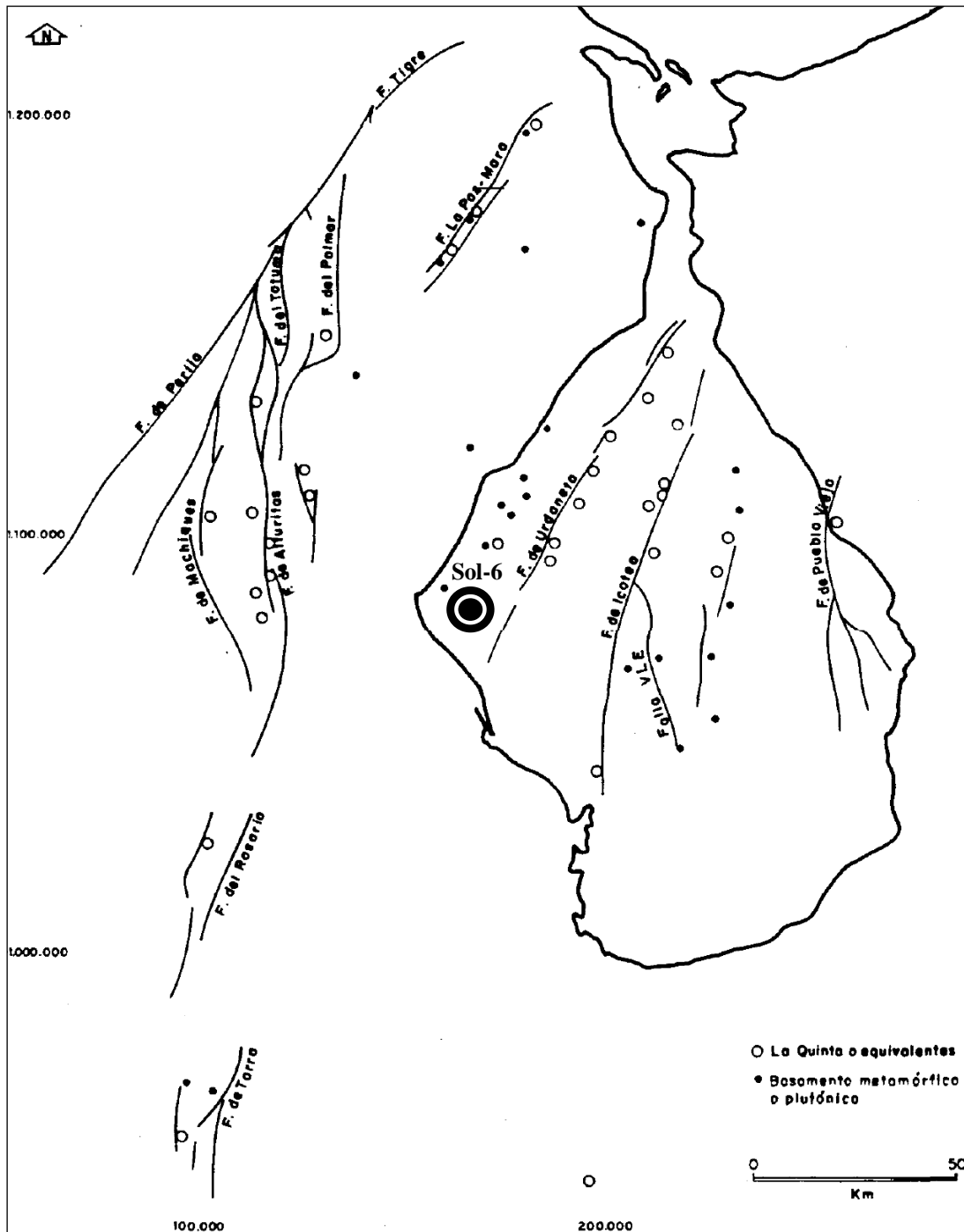


Figura 36. Mapa de distribución de basamentos pre-Cretácicos en la cuenca de Maracaibo. Tomado y modificado de De Toni *et al.* (1994).

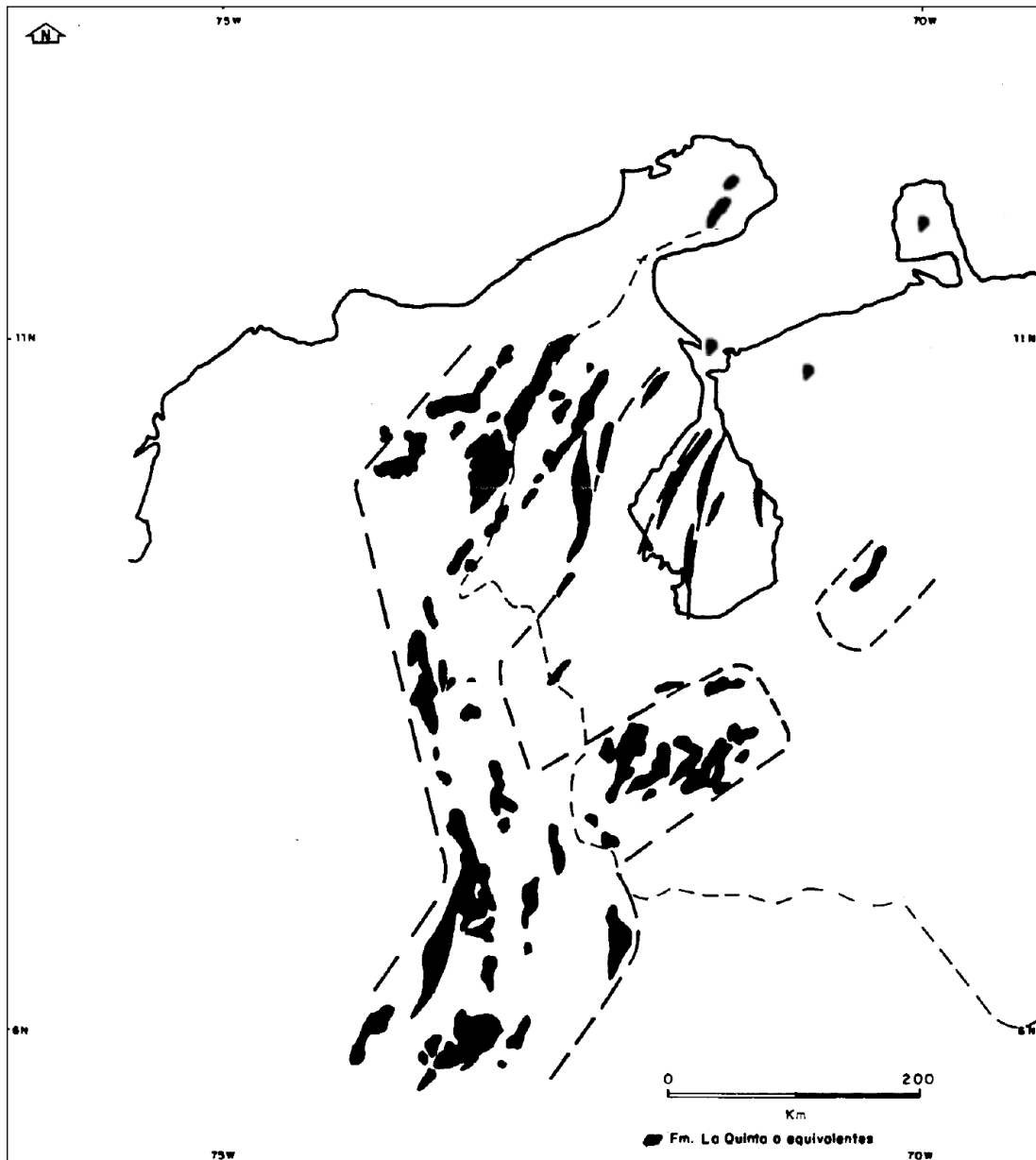


Figura 37. Mapa de distribución de sedimentos jurásicos en el occidente de Venezuela y Colombia oriental. Tomado y modificado de Maze (1984).

### ➤ **Región de Los Andes**

La región de los Andes se encuentra formada por los bloques acrecidos de Mérida (alóctono) y Caparo (autóctono). El bloque de Mérida se encuentra conformado por un basamento Precámbrico correspondiente al Complejo Iglesias, caracterizado por ortogneis biotítico, gneis migmatítico, augengneis porfidoblástico biotítico de grano grueso, gneis de grano fino con granate y biotita, micaesquistos granatíferos; gneis dioríticos y granítico, escasos paragneises y sill de anfibolita; esquisto y gneis cuarzo-feldespatítico-micáceo-granatífero, ortogneis granítico y anfibolitas; localmente se encuentran cuerpos lenticulares de cuarcitas, migmatitas y mármoles, en el tope de la sección se presentan esquistos bien laminados con estaurolita. El prototipo de este complejo, se considera esencialmente de origen sedimentario y, es en parte, de origen magmático, de acuerdo a las características petrológicas, geoquímicas y magmáticas (Bellizia y Pimentel, 1994).

Suprayacente al Complejo Iglesias, en contacto discordante, se encuentra una asociación de rocas metamórficas sin diferenciar, debido a su semejanza con la Formación Mucuchachí, le asignan una edad Paleozoico tardío (Bellizia y Pimentel, 1994).

Suprayacente a la Asociación Tostós y en contacto discordante, se encuentra la Formación Mucuchachí, representa por sedimentos pelágicos posiblemente metamorfizados en las facies de los esquistos verdes y anfibolita y una secuencia de pizarras laminadas y pizarras liosas de color negro a gris verdoso, carbonosas y en parte filíticas. Según las compañías Shell y Creole (1964) mencionan restos de braquiópodos, bivalvos, briozoarios, corales y crinoideos dentro de esta formación, sin embargo Pfefferkorn (1977) expone la presencia de megaflores, que conjunto con los fósiles invertebrados, arrojando una edad del Pensilvaniense.

Hargraves *et al.* (1970, cit. en Rojas, 2000) resaltan la presencia de fragmentos de rocas metamórficas en la Formación Sabaneta, de edad Pensilvaniense-Pérmico,

similares a los de la Formación Mucuchachí, provenientes posiblemente de esta última, que podría indicar un levantamiento de las rocas de Mucuchachí para el tiempo en el que Sabaneta se depositaba y marcar así una edad para la Formación Mucuchachí de Pre-Pensilvaniense.

El Bloque Caparo, se encuentra conformado por un basamento Precámbrico conocido como Asociación Bella Vista, caracterizado por filitas, esquistos micáceos y pizarras, con intrusiones locales de granito rosado, granito porfirítico gris, pegmatitas y vetas de cuarzo. De acuerdo a determinaciones radiométricas realizadas a algunas intrusiones locales de granitos se le asigna a esta asociación una edad Precámbrico Tardío. A la formación Cerro Azul, metamórfica, inicialmente se le asigna una edad Cámbrico, la cual no ha determinado exactamente, pero aportan datos de edad Ordovícico, induce a pensar que la roca caja es más antigua, por lo que se incluye dentro de la Asociación Bella Vista.

Sobre la Formación Cerro Azul, en contacto sin diferenciar, se deposita en el Ordovícico Tardío la Formación Caparo, constituida principalmente por rocas sedimentarias con abundantes trilobites, braquiópodos y graptolites; caracterizada por limolitas arenáceas gris oscuro, limolitas finamente micáceas, localmente carbonáceas, frecuentemente laminadas y areniscas de grano fino a medio.

La Formación El Horno, en contacto infrayacente sin diferenciar con la Formación Caparo, se caracteriza por lodolitas limosas azul-verde, lutitas laminadas y areniscas micáceas masivas; algunos niveles conglomeráticos que se intercalan en la sección están integrados por bloques de roca de la Asociación Bella Vista, granitos y areniscas micáceas que indican tectonismo en el área de dispersión, situada al sureste durante gran parte del Silúrico (Léxico Estratigráfico de Venezuela, segunda edición).

Posteriormente, durante la Orogénesis Herciniana (Carbonífero-Triásico Temprano), continúa la acreación de estos terrenos, para luego depositarse las formaciones Sabaneta y Palmarito.

La Formación Sabaneta presenta un gran hiato en su contacto infrayacente con la Formación El Horno, producto de la orogénesis. Está caracterizada principalmente por una secuencia de areniscas gruesas a guijarrosas, de color gris a marrón, que pasan hacia arriba a una intercalación de limolitas y areniscas de color rojo a rojo violeta; en la parte superior de esta unidad se presentan concreciones de algas, las cuales, mediante estudios de palinología, arrojan una edad Carbonífero Superior-Pérmico Inferior.

Suprayacente a la Formación Sabaneta y en contacto transicional, se depositó la Formación Palmarito, compuesta por una secuencia de lutitas, principalmente marinas, limolitas, areniscas y margas, que gradan hacia arriba a calizas marinas con contenido fosilífero. De acuerdo al estudio de los fósiles, se le asigna a la unidad una edad comprendida entre el Carbonífero Superior-Pérmico Medio.

#### ➤ **Región de la Sierra de Perijá**

La secuencia sedimentaria depositada en la región de la actual Sierra de Perijá, descansa sobre un basamento metamórfico sin diferenciar de edad pre-Devónico, el cual Liddle *et al.* (1943) definieron con el nombre de Serie Sierra de Perijá, por ser el complejo basal de dicha sierra, el cual describieron como cuarcitas muy duras y, micaesquistos y esquistos gneisoides intrusionados por granito; así mismo, le asignan una edad Precámbrico. Dash (1982) reporta una edad U-Pb en circón de 1050 Ma para esta unidades. Para el Devónico Temprano, se deposita la secuencia sedimentaria perteneciente al Grupo Río Cachirí, el cual comprende cuatro formaciones:

La Formación Los Guineos, cuyos contactos litológicos en la base con las metamórficas de la Serie Perijá y en el tope, con la Formación Caño Grande, no se han determinado con claridad. Sin embargo, Bowen (1972) la incluye dentro del Grupo Río Cachirí; su litología corresponde principalmente a guijarros angulares de cuarzo de veta y de cuarcitas finas, le siguen areniscas cuarcíticas, lutitas grises,

algunas areniscas de color gris-púrpura, limolitas y lutitas limosas, calizas negras fosilíferas y margas limosas, con abundantes microfósiles de color gris oscuro.

La Formación Caño Grande que suprayace a la Formación Los Guineos en contacto no diferenciado se caracteriza principalmente por lutitas arenosas nodulares grises, limolíticas calcáreas y micáceas, con material lignítico y agregados. Bowen (1972), reporta fósiles invertebrados como braquiópodos, bivalvos, corales sencillos, briozoarios, gasterópodos, crinoideos, trilobites y corales compuestos, en base a los cuales se le ha asignado a la formación una edad Devónico Temprano a Medio.

Suprayacente a la Formación Caño Grande, ocurre la depositación de la Formación Caño del Oeste en contacto concordante, caracterizado por lutitas silíceas, lutitas limosas y lodolitas de color gris oscuro a negro, muy duras y arcillosas y, limolitas calcáreas, ferruginosas y delgadas. Dentro de su contenido fósil se reconocen braquiópodos, bivalvos, gasterópodos, crinoideos, corales sencillos y palinomorfos, por los que se le asigna una edad Devónico Medio.

La Formación Campo Chico, suprayace a la Formación Caño del Oeste en contacto concordante; su litología se caracteriza por grauvacas cuarcíticas y ferruginosas de color gris oscuro, interestratificadas con lutitas arenosas y micáceas, escasas calizas negras delgadas y areniscas calcáreas. En la parte media y superior de la unidad se encuentran restos de plantas por los cuales se le determina una edad Devónico Medio a Tardío.

La Formación Caño del Noroeste suprayace a la Formación Campo Chico con leve discordancia; esta unidad consiste típicamente de bancos de areniscas delgadas, arcósicas, a veces guijarrosas, de grano fino a medio, alternando con lutitas limosas y lodolitas de color gris a gris verdoso; se presentan además, calizas crinoidales delgadas con fusulínidos y, lutitas calcáreas con braquiópodos de color gris oscuro; en algunas areniscas y lutitas grises abunda material carbonoso. La edad de esta Formación, corresponde, según el registro fósil, al Carbonífero Medio Inferior.

Sobre la Formación Caño del Noroeste yace la Formación Caño Indio concordantemente, y se caracteriza principalmente por lodolitas limosas, capas de limolita rojo púrpura y de areniscas pardo rojizas de grano fino a medio. Hacia el tercio superior de la unidad, las areniscas pasan transicionalmente a calizas arenosas, de color rosado, con algunos niveles muy delgados de caliza negra, que marcan la transición a la Formación Río Palmar. Benedetto (1980) describe una fauna de bivalvos, compuesta de numerosos géneros que registran una edad Carbonífero Superior.

La Formación Palmarito suprayace a la antes mencionada Formación Río Palmar, y está compuesta por calizas gruesas y macizas, conchíferas y oolíticas, que varían desde calizas granulares conchíferas de grano grueso, con abundantes restos fósiles, hasta lodolitas calcáreas finas.

En dos niveles de la parte media de la Formación, abunda la fanita parda oscura a negra. Los sedimentos clásticos son principalmente margas y lodolitas calcáreas limosas, aunque en general, la formación se caracteriza por ausencia de clásticos gruesos. Las calizas han provisto abundantes restos de invertebrados como crinoideos, corales, braquiópodos, briozoarios y algunos restos de algas que arrojan una edad Carbonífero Medio a Superior.

Posteriormente, se produce el levantamiento del Arco de Mérida, el cual es un alto estructural ubicado transversalmente a los actuales Andes de Mérida, con un sentido noroeste-sureste. Litológicamente, este arco está compuesto, bajo la cuenca de Maracaibo, por sedimentos metamorfizados de la Formación Mucuchachí y equivalentes de edad Misisipiense Tardío a Pérmico (Rojas, 2000).

### ➤ **Mesozoico (Triásico-Jurásico)**

Este período se encuentra caracterizado por la apertura de Pangea, la cual comenzó por la formación de un ancho cinturón de rifts y vulcanismo asociado a ellos a lo largo de los márgenes actuales del Océano Atlántico, Golfo de México y norte de

Suramérica (Lugo y Mann, 1995). En Venezuela, este evento produjo el desarrollo de importantes estructuras de extensión o grábenes que influyeron posteriormente en la evolución de la cuenca de Maracaibo.

La sedimentación en esta cuenca se produce diacrónicamente de oeste a este, iniciándose en la actual Sierra de Perijá y continuando, posteriormente, en Los Andes de Mérida con la depositación del Grupo La Gé, la cual se caracteriza por contener abundantes fragmentos volcánicos en sus sedimentos. Se divide en tres formaciones: Tinacoa, Macoíta y La Quinta.

La Formación Tinacoa es la unidad más representativa del Jurásico Temprano a Medio según González De Juana *et al.* (1980). Se encuentra en contacto de falla con las unidades más jóvenes del Paleozoico.

Está compuesta litológicamente por dos miembros: uno inferior predominantemente carbonático y uno superior predominantemente arenoso con fragmentos piroclásticos. En general, la unidad presenta sericitización y, las piroclásticas, gradan lateralmente y hacia arriba a las Volcánicas de la Gé (González De Juana *et al.*, 1980).

La Formación Macoíta se presenta en contacto transicional suprayacente a la Formación Tinacoa, e infrayacente a la Formación La Quinta, esta unidad presenta un miembro inferior, compuesto de arcosas volcánicas, de grano grueso a conglomeráticas, muy carbonáticas, interestratificadas con lutitas, limolitas, calizas y con un conglomerado basal y, un miembro superior, que consiste en limolitas densas, con areniscas conglomeráticas y lutitas en cantidades menores, interestratificadas con tobas cristalinas, arcosas volcánicas calcáreas y aglomerados calcáreos. Dentro de su contenido fósil se puede mencionar la presencia de restos de plantas y escamas de peces, así como restos de palinomorfos y una asociación florística, por lo que se le asigna una edad de Jurásico Medio a Superior.

Sobre la Formación Macoíta se encuentra en contacto transicional la Formación La Quinta, compuesta por una secuencia de limolitas, areniscas y conglomerados de

color rojo, que tienen fragmentos volcánicos asociados que incluyen tobas, coladas y diques. Localmente, estos fragmentos reemplazan en su totalidad a la formación y son conocidos como Rocas Volcánicas de El Totumo, mientras que las capas rojas que carecen de fragmentos volcánicos, fueron denominadas Conglomerado de Seco (González De Juana *et al.*, 1980). Basados en estudios radiométricos U-Pb, Dasch y Banks (1981, cit. en Lugo, 1991) le asignan una edad Jurásico Medio a Tardío.

### ➤ **Cretácico**

Para este período, existe influencia tectónica y termal en el occidente de Venezuela, por efectos tectónicos provenientes del oeste de Suramérica. Posteriormente, se produce la reactivación del sistema de fallas de los grábenes jurásicos, controlando la sedimentación, la cual se inicia con la depositación de la Formación Río Negro, que yace discordantemente sobre la Formación La Quinta. Se caracteriza, por una secuencia conglomerática sobre la cual descansan los clásticos basales que evidencian el inicio de la transgresión cretácica. La edad de esta Formación ha sido discutida por diversos autores, en base a los estudios realizados en diferentes áreas, comenzando en Colombia para proseguir en Táchira, reportando edades que van desde el Berriasiense hasta el Aptiense.

Sobre la Formación Río Negro se deposita La Formación Apón que es una secuencia carbonática marina somera, depositada durante el Aptiense; forma la unidad basal de la plataforma carbonática marina somera estable que incluye las formaciones suprayacentes Lisure y Maraca. Estas tres unidades en conjunto, son conocidas como Grupo Cogollo (Lugo y Mann, 1995). La Formación La Luna pasa verticalmente a calizas glauconíticas del Miembro Socuy, mientras que en el Flanco Norandino se encuentra un posible equivalente al Miembro Socuy denominado Miembro Tres Esquinas, de naturaleza glauconítico-fosfática.

### 2.4.1 Formación La Quinta

La Formación la Quinta aflora en la Serranía de Perijá, que se encuentra entre Colombia y Venezuela; en el flanco suroccidental y suroriental de Los Andes de Mérida y en la depresión del Táchira. El nombre de Formación La Quinta, y la primera descripción formal en Los Andes de Mérida fue publicado por Kundig (1938), donde subdividió la formación en tres partes, sin designarlas como miembros. Parte inferior: conglomerados de color rojo (verdoso) oscuro, con cantos de diversos tamaños, bien redondeados y fuertemente cementados, a veces con material tobáceo y mucha biotita, interestratificados con areniscas arcillosas blandas de color rojo ladrillo, en capas espesas; parte media: predominantemente lutitas de color rojo oscuro y verdoso, interestratificadas con areniscas conglomeráticas blancas manchadas de rojo, que desaparecen hacia la parte superior, y rojas; parte superior: sobre un intervalo cubierto se encuentran areniscas rojas blandas con estratificación cruzada, interestratificadas hacia el tope, en "una angosta zona transicional", con areniscas cuarzosas de grano grueso, blancas, manchadas de rojo y moteadas.

La Formación La Quinta cubre discordantemente a filitas de la Formación Mucuchachí (Paleozoico Superior) y el contacto con la Formación Río Negro (Cretácico Inferior), se encuentra además en contacto de falla con unidades paleozoicas y mesozoicas. En la Sierra de Perijá, el contacto inferior de la Formación La Quinta es transicional con la Formación Macoíta (Jurásico) y el superior es discordante con el Conglomerado de Seco (González de Juana *et al.*, 1980).

En cuanto al contenido fósil la parte media de la Formación contiene escamas, dientes, placas y huesos premaxilares y palatinos de un pez comparable con el *Lepidotus* europeo. En lutitas negras de la parte superior de la unidad, en el estado Mérida, se encontraron tipos microscópicos de crustáceos, que incluyen pequeños ostrácodos de agua dulce y filópodos pertenecientes al género *Estheria*. Al suroeste de Mucuchachí, Kehrer (1938) mencionó *Halobia* (?) sp.

La Formación La Quinta se considera de edad Jurásico (Benedetto y Odreman, 1977; Schubert *et al.*, 1979; Maze, 1984; Schubert, 1986). Hargraves y Shagam (1969), en un estudio paleomagnético de la Formación La Quinta, en su localidad tipo, concluyeron que sólo la toba basal de la Formación, tiene un probable paleomagnetismo remanente primario Triásico (?).

Existe, además, un número limitado de edades isotópicas en rocas volcánicas asociadas con la Formación La Quinta. Burkley (en Schubert *et al.*, 1979) determinó una edad  $^{207}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}$  de  $229 \pm 15$  Ma en la toba basal de la localidad tipo; Schubert *et al.* (1979), publicaron dos edades K-Ar de  $122,5 \pm 7,7$  y  $149 \pm 10$  Ma en la misma toba.

Maze (1984) publicó una lista de edades en rocas volcánicas asociadas con la Formación La Quinta, en la sierra de Perijá: 140-160 Ma (U-Pb en circón), 156-174 Ma (Rb-Sr en roca total), y  $155 \pm 5$  y  $146 \pm 7$  Ma. (K-Ar en roca total). Todo esto sugiere una edad Jurásico para la Formación La Quinta. Bogotá-Ruíz (1988) coloca La Quinta de esta área en el Raetiense (tope del Triásico).

Dasch (1982) realizó dataciones U-Pb de circones en la Formación La Quinta en rocas volcánicas (andesitas hornbléndicas), reportando una edad de  $163 \pm 5$  Ma, y en una toba volcánica, donde los componentes detríticos presentan menor edad, y los resultados permiten colocar los límites de edad alrededor de 140-160 Ma (Jurásico Superior).

van der Lelij *et al.* (2011) reportan edades U-Pb en circones en una sección volcánica basal de la Formación La Quinta obteniendo una edad de  $202 \pm 1.6$  Ma., Baquero *et al.* (2013) reportaron nuevos datos geocronológicos mediante la datación U-Pb en circones detríticos de la sección basal clástica del pozo Sol-6 obteniendo una población (>80%) de edad Pérmico Tardío-Triásico Inferior (~248 Ma) y una menor (<20%) de edad Triásico Superior-Jurásico Inferior (~200 Ma), esta última población

nos indica que la edad máxima de depositación para esta unidad basal corresponde al período Triásico Tardío a Jurásico Temprano

Con base en las estructuras sedimentarias, litología y distribución de las rocas piroclásticas Schubert (1986), postula que la secuencia de limolitas de la Formación La Quinta, se originó en una planicie aluvial. En el intervalo inferior y medio, la presencia de tobas y conglomerados, indica levantamiento tectónico, y una deposición de sedimentos mixtos (gruesos y finos), bajo un clima árido o semiárido. El cambio de color entre el intervalo medio (verde, gris, violeta) y el superior (marrón chocolate), se debe a la abundancia de tobas en el primero. Se ha interpretado que la deposición de lavas, desorganizó el drenaje y produjo condiciones de laguna o pantano locales, en las cuales existían condiciones reductoras y una deposición local calcárea. Cuando cesó la actividad volcánica, se restableció el drenaje y se depositó la secuencia de capas rojas superiores.

En la región de Mérida, Odreman y Ghosh (1980) concluyeron que la secuencia no-roja de la Formación La Quinta, se puede interpretar como un evento de progradación sedimentaria, con depósitos de laguna dulce en su parte inferior. Según este modelo, las capas rojas representan una facies marginal dentro de la cuenca.

Cáceres (1981) dice que para el ambiente de depositación de la Formación La Quinta, es una cuenca amplia afectada por una tectónica distensiva, primero condiciones fluviales con predominio de humedad y oxidación y luego volcánicas explosivas piroclásticas.

En la actualidad Bayona *et al.* (1994) citado en Geoestudios (1996) interpreta ambientes vulcano sedimentarios para la acumulación de estas secuencias; las tobas corresponden a materiales detríticos expulsados por chimeneas volcánicas, que fueron transportadas por corrientes de aire o por flujos piroclásticos y se acumularon sobre la superficie del terreno, y los conglomerados se desarrollaron mediante

mecanismos de flujos de escombros; en general estos depósitos fueron acumulados en las partes dístales a medias de los focos volcánicos.

Benedetto y Odreman (1977) correlacionaron a la sección tipo, con las formaciones Macoíta, La Quinta y Conglomerado de Seco, en el flanco oriental de la sierra de Perijá; y con la Formación La Quinta en la región de Manaure (flanco occidental de la Sierra, Colombia). También la correlacionaron con la Formación Montebel, la Formación Bocas, Grupo Girón y Conglomerado Rojo (río Lebrija), todas en la cordillera oriental de Colombia.

#### **2.4.2 Conglomerado de Seco**

El Conglomerado de Seco se ubica en el flanco oriental de la sierra de Perijá, aproximadamente desde la hoya hidrográfica de la quebrada Aponcito Seco hacia el norte, hasta las cercanías del río Cogollo. La sección tipo es la quebrada Aponcito Seco, distrito Perijá, estado Zulia. La unidad consiste de capas macizas de conglomerados de guijarros a peñones, mal escogidos, de color rojo oscuro a rojizo. La matriz se compone de una mezcla de fragmentos de rocas volcánicas, sedimentos pre-existentes y minerales autigénicos de baja temperatura. Los granos están unidos por cemento hematítico arcilloso. El conglomerado contiene cantos rodados del Granito de El Palmar, calizas de "Palmarito" y productos de las rocas volcánicas de El Totumo. Hea y Whitman (1960) la atribuyeron al Jurásico-Cretácico, basados en su posición estratigráfica. La unidad es discordante por encima de la Formación Macoíta y por debajo de la Formación Río Negro. Con la parte superior de la Formación La Quinta; en términos generales se considera equivalente a rocas de la isla de Toas asignadas a la "Formación La Quinta", y a la sucesión de capas rojas al norte del río Palmar y de la Península de la Goajira (Figura 38).

#### **2.4.3 Formación Río Negro**

La unidad aflora en la mayor parte del occidente de Venezuela, en los estados Zulia, Táchira, Mérida. La descripción litológica consta de areniscas blancas, generalmente

de grano grueso, conglomerados heterogéneos; arcillas y lutitas variables, típicamente en tonos brillantes de amarillo, rojo y morado.

De acuerdo con su fuente sedimentaria, las areniscas varían desde muy cuarzosas (Surco de Uribante), a muy feldespáticas (Surco de Machiques) (Van Andel, 1958). García *et al.* (1980), describen una columna estratigráfica, representativa de esta unidad en la región central de la subcuenca de Uribante, aflorante en la región de La Fundación, estado Táchira. Esta secuencia se inicia, con capas de arenisca de grano fino a grueso y conglomerados, en capas de hasta 1 metro de espesor, de color gris claro, con manchas rojizas debido a lixiviación de los sedimentos rojos de la Formación La Quinta, infrayacente.

En la parte media de la formación, se presentan horizontes de coloración rojiza que recuerdan a la Formación La Quinta y es posible que ello se deba a erosión y resedimentación de estratos de esa Formación. Los términos superiores de esta columna, están formados por capas de areniscas conglomeráticas; con estratos alternantes de poco espesor de lutitas y limolitas oscuras. El contacto superior, está definido por la aparición de los primeros horizontes calcáreos de la Formación Apón.

El contacto basal, es discordante sobre rocas precámbricas (Sierra Nevada, Tostosa); paleozoicas (Mucuchachí); mesozoicas (La Quinta). El contacto superior, con las calizas de la Formación Apón es generalmente abrupto, aunque aparentemente concordante y ligeramente diacrónico.

Cuando por razones de sedimentación, no se depositó la Formación Apón (ejemplo región depresión del Táchira-cuenca de Barinas), el contacto es con la Formación Aguardiente o con la Formación Escandalosa, siendo dicho contacto, difícil de precisar en el campo debido a las semejanzas litológicas entre estas unidades. Transgrede al flanco sureste del Surco de Uribante hasta acuñarse al sureste de los pozos Pedraza y Chorro.

En base a sus relaciones de campo, y a la flora y fauna determinadas, la edad de la formación se considera Neocomiense-Barremiense. Según Kiser (1961) los fósiles de la lista previa indican una edad que va desde el Barremiense hasta el Aptiense en Táchira meridional. En Colombia, abundantes amonites y pelecípodos del equivalente Grupo Cáqueza confirman edades de Titoniense, Berriasiense, Valanginiense y Hauteriviense (Campbell, 1962); esto demuestra la diacronismo progresivamente más joven de la secuencia hacia Venezuela.

Los ambientes de sedimentación de la Formación Río Negro son variables: La secuencia calcárea-lutácea y yesífera, se depositó en un ambiente de lagunas costaneras, llanuras de marea o albuferas, con salinidad anormal, presumiblemente hipersalinas con poca circulación y baja oxigenación; la secuencia de areniscas con estratificación cruzada, se depositó en un ambiente deltáico a marino costero; y la secuencia de conglomerados y areniscas conglomeráticas, en un ambiente deltáico, donde cada nivel de conglomerados indica una pequeña pulsación del ciclo fluvial, con disminución de la energía mecánica, de la base al tope de la secuencia.

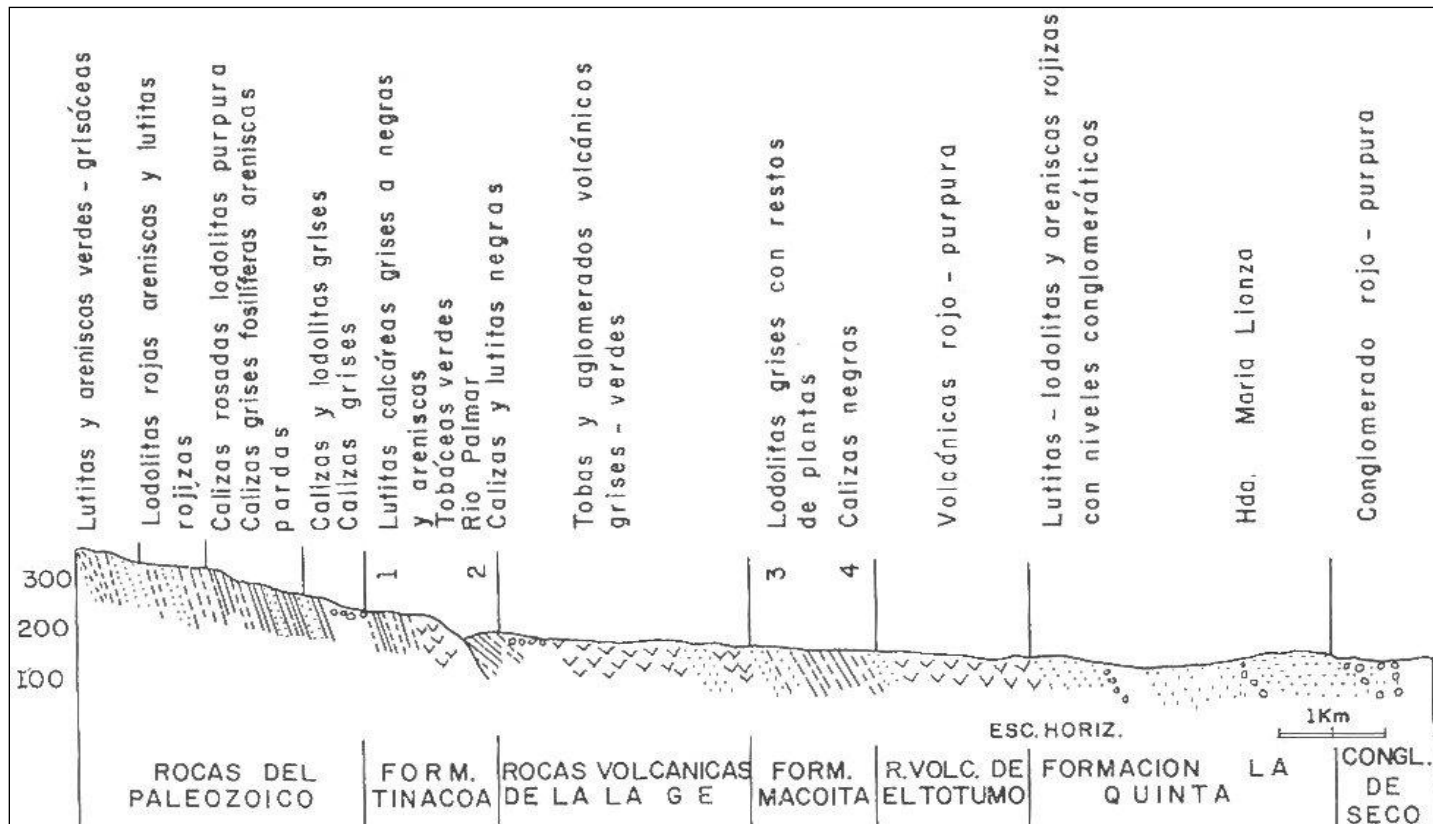


Figura 38. Perfil geológico generalizo del paleozoico sin diferenciar y del ciclo sedimentario Tinacoa-Conglomerado de Seco, entre el caño Caliche hasta su confluencia con el río el Palmar y aguas abajo hasta la hacienda María Lionza. 1, 2, 3,4: localidades fosilíferas. Tomado de Odreman y Benedetto (1977).

## CAPÍTULO III

### MARCO TEÓRICO

#### 3.1 PROCEDENCIA SEDIMENTARIA Y AMBIENTE TECTÓNICO

Las variaciones existentes en el tamaño de las partículas clásticas, su grado de clasificación y escogimiento, sus características morfológicas y su fábrica son una función principal de los procesos hidrodinámicos imperantes en el ambiente de depositación (velocidad y constancia del agente de transporte, grado de turbulencia, variación de los niveles de energía, aporte de material sedimentario, etc.). Relaciones similares existen entre el ambiente de depositación y la sedimentación no clástica, sólo que en ésta, el control de mayor influencia es a través de los procesos químicos más que de los físicos (Sandoval, 2002).

El ambiente de depositación también tiene influencia sobre la composición de la mineralogía detrítica, la cual no sólo está controlada por su procedencia (roca fuente) y ambiente tectónico pre-depositacional, sino también por la selección que los agentes de transporte (dependiendo de su nivel de energía y características dinámicas), ejercen dentro del ambiente sedimentario. Estos agentes de transporte al acarrear las partículas y depositarlas las separan o clasifican con base a su tamaño, morfología y densidad, por los que ciertos minerales tienden a ser concentrados en determinadas fracciones de tamaños, pudiéndose acumular arenas u otros sedimentos de diferente composición, simultáneamente, dentro de distintas partes de la misma cuenca (Sandoval, 2002).

La interrelación de los procesos mecánicos, biológicos y químicos durante el transporte del sedimento, pueden ser determinados con criterios texturales y composicionales, lo que permite la identificación de ambientes sedimentarios. Al mismo tiempo, desde mediados del presente siglo, se ha intentado relacionar las características de las rocas sedimentarias, particularmente de las areniscas, con el ambiente de depósito y la naturaleza de la región de procedencia (Krynine, 1942).

En las últimas tres décadas, se han modificado los conceptos geológicos, particularmente con el advenimiento de la tectónica de placas, y se han propuesto una serie de criterios para relacionar la composición de las areniscas al contexto tectónico de las cuencas de depósito y de las áreas de aporte (Dickinson y Suczek, 1979). Es decir, a partir del tipo de partículas se infiere la fuente o procedencia de los sedimentos, y con base en el análisis estadístico de numerosas cuencas actuales, varios autores han propuesto una relación directa entre la composición del sedimento y el ambiente tectónico en el que se forma.

Los estudios de procedencia es una herramienta útil para establecer modelos de evolución tectónica, paleogeografía de cuencas cratónicas y terrenos tectonoestratigráficos, área fuente, reciclajes de sedimentos, sistemas depositacionales, características paleoclimáticas y, lo más importante, el entorno tectónico en relación con la tectónica de placas, el cual consiste en localizar el área fuente de la que derivan determinados sedimentos y así poder establecer los tipos de roca fuente.

Los análisis de procedencia en clastos integra técnicas tanto petrográficas como geoquímicas, identificación de minerales pesados y dataciones U-Pb en circones detríticos aportando información relevante para entender la interrelación de los procesos mecánicos, biológicos y químicos durante el transporte del sedimento permitiendo así la identificación de procedencia de los sedimentos terrígenos de una cuenca.

En el apéndice 3 se muestran las dataciones U-Pb en circones detríticos e imágenes de catodoluminiscencia de la sección basal del pozo Sol-6, Fm. La Quinta, cuenca de Maracaibo.

### 3.2 PETROGRAFÍA SEDIMENTARIA

La petrografía sedimentaria es el análisis microscópico de ambientes diagenéticos y de depositación; incluye la composición mineralógica, el origen de sedimentos y de clastos; así como la secuencia de eventos diagenéticos ocurridos. El estudio petrográfico de láminas delgadas constituye la base de la investigación de rocas sedimentarias, siliciclásticas, volcánicas, carbonatadas y evaporíticas. La información obtenida de un análisis petrográfico proporciona un gran soporte a las observaciones de campo y en el caso de rocas sedimentarias es la fuente de información que será complementada con los resultados obtenidos al aplicar otras técnicas de estudio como son: difracción de rayos X, microscopía electrónica de barrido y el análisis químico elemental cuantitativo de minerales presentes en la roca, o bien, de la roca en general (Malavé, 2004).

La petrografía es la herramienta que estudia los minerales desde el punto de vista microscópico. Entre los análisis más comunes que se realizan a las muestras, se tienen: análisis de sección fina a través de microscopio óptico, análisis con microscopio electrónico de barrido (S.E.M.), difracción de rayos X y análisis de catodoluminiscencia. Dependiendo del alcance del estudio, estas técnicas se pueden aplicar de manera parcial o total. Sin embargo para obtener un resultado óptimo, se recomienda realizarlas todas y así se obtendrá un mejor resultado al integrarlas. Estos análisis se pueden realizar en cortes provenientes de núcleos, en muestras de pared y en ripios o muestras de canal (Malavé, 2004).

Las arenas son los sedimentos detríticos más utilizados en estudios de procedencia, ya que se originan como partículas sólidas que se desprenden de la roca pero a la vez son lo suficientemente pequeñas como para observar una muestra considerable de granos en una sola lámina delgada. La ventaja de las areniscas es que conservan la composición y textura original cuando están formadas por fragmentos líticos, a pesar del transporte y de los procesos diagenéticos estos están casi inalterados, además de que guardan información sobre la roca de la cual se derivaron, las características texturales (tamaño y forma

de grano, entre otras) permiten determinar la madurez del sedimento original (Bangs y Basu, 1994).

Los análisis petrográficos cualitativos y cuantitativos son fundamentales para la determinación de la procedencia. El análisis cualitativo consiste en una observación cuidadosa y detallada de la textura y de la determinación de la composición de sus fragmentos tanto monominerales como poliminerales y, si se conocen los límites de la cuenca, la comparación petrográfica directa de las muestras de las rocas circundantes y los fragmentos líticos colectados en el área de depósito permite definir con precisión la procedencia de los sedimentos. El método petrográfico más utilizado para determinar cuantitativamente la composición de los granos de arena, es el conteo de estos en el microscopio, utilizando una la platina graduada que permite el movimiento de la lámina delgada a un cierto intervalo de distancia, formando una red de puntos en un sistema de coordenadas (x-y). En esta técnica se registra por cada punto la composición del grano localizado en el centro de la retícula, dependiendo de los objetivos del conteo de partículas es la metodología empleada y sus restricciones, por ejemplo se puede considerar solo un tamaño de grano, solo contar las partículas o también la matriz y cementante, o bien granos de una sola composición (Basu, 1976; Mack y Saluttner, 1977; Suttner *et al.*, 1981).

### **3.2.1 Madurez textural y química en sedimentos siliciclásticos**

En los sedimentos clásticos, una vez originados por la meteorización y erosión de rocas preexistentes, se inicia un proceso de madurez textural y química de los granos. En la madurez textural, el transporte de los granos ocasiona un desgaste en los bordes generando redondez y esfericidad, la cual, se incrementa a medida que el recorrido es mayor. Lo mismo ocurre con la selección y escogimiento del tamaño de los granos. Un recorrido más largo permite una mejor selección en cuanto el tamaño de los granos y partículas. Una mayor madurez textural viene reflejada por un mejor escogimiento, incremento de redondez, esfericidad y pérdida de materiales arcillosos.

Por lo tanto, una arena madura está constituida predominantemente por granos y muy pocas partículas de material arcilloso, con buen escogimiento y redondez. La madurez química se refiere a los componentes mineralógicos, mientras mayor sea el contenido de granos de cuarzo con respecto a los granos de menor dureza como feldespatos o fragmentos de roca, mayor será la madurez química. Un sedimento o roca clástica con buena madurez textural y química presenta un alto contenido de granos de cuarzo, buen escogimiento, redondez y muy poca o ninguna arcilla en la matriz (Méndez, 2006; Figura 39).

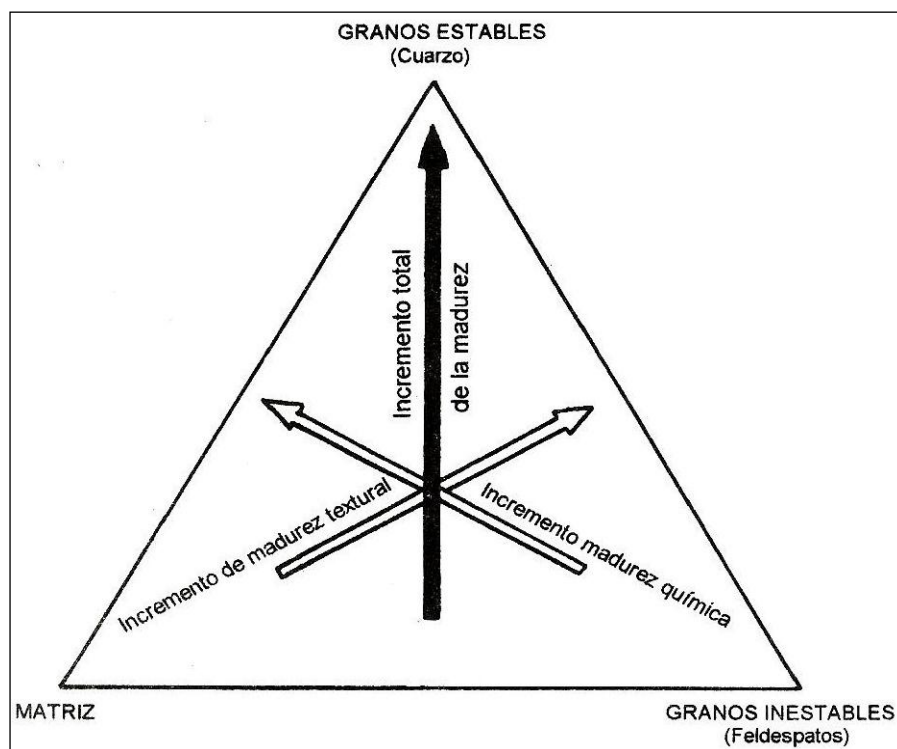


Figura 39. Madurez textural y química en sedimentos clásticos. Tomado de Méndez (2006).

De esta forma se entiende como madurez el grado de abrasión y de transporte, que se refleja en una mayor esfericidad en los sedimentos conforme son acarreados mayores distancias. Es importante tomar en consideración que el grado de madurez puede alterar la interpretación de la composición total de la roca, ya que los fragmentos menos resistentes se desintegran antes del depósito o se transforman, originando un incremento aparente en el porcentaje de los granos más resistentes (por ejemplo: cuarzo).

El porcentaje relativo de granos minerales y líticos con respecto al porcentaje de matriz y cementante, también aporta información sobre la composición y origen de las areniscas. Los sedimentos con alto porcentaje de matriz (wacas) no permiten una buena determinación de la naturaleza de la roca fuente, ya que contienen pocos granos lo suficientemente grandes para identificar su composición por medio de la petrografía.

Por estas razones, las areniscas inmaduras a medianamente maduras, con poco porcentaje de matriz, poco reemplazamiento o alteración post-depósito, y de granos de tamaño medio son ideales para estudios de procedencia ya que su composición va a depender principalmente de la naturaleza de la fuente, y del ambiente tectónico de origen y de depósito. Cabe mencionar que recientemente se han propuesto técnicas petrográficas para las fracciones finas de las areniscas o en rocas de grano más fino como limolitas y lutitas (Bangs y Basu, 1994).

La clasificación de los tipos de granos y el número de categorías a contar en el microscopio varían ampliamente. Por lo regular depende de los objetivos particulares que se persiguen y de la "calidad" de la roca. La mayoría de los autores siguen una división general de tres categorías: fragmentos monominerales, policristalinos y líticos.

### **3.3 PROCEDENCIA Y AMBIENTE TECTÓNICO**

#### **3.3.1 Petrografía modal y procedencia de clásticos sedimentarios**

Dickinson y Suczeck (1979) encontraron una relación muy estrecha entre la composición de las areniscas y el ambiente tectónico al que se asocian las grandes cuencas sedimentarias donde se depositan (ver tabla 3).

A partir de esta observación generaron una serie de diagramas ternarios contruidos con la metodología del análisis petrográfico modal. En general las areniscas derivadas de zonas continentales y depositadas en márgenes pasivos, zonas de rift intracontinental, y cuencas cratónicas están compuestas de cuarzo y feldespato principalmente, en el caso de las areniscas depositadas en las cuencas

asociadas a cinturones de deformación están enriquecidas en cuarzo y líticas, en cambio, las cuencas asociadas a arcos volcánicos, contienen areniscas con abundantes fragmentos feldespáticos y fragmentos líticos (principalmente volcánicos y plutónicos) y menor cantidad de cuarzo.

Tabla 3. Determinación de la procedencia y ambiente tectónico a partir de la composición QFL de las areniscas. Tomado y modificado de Dickinson (1985)

<b>TIPO DE PROCEDENCIA</b>	<b>AMBIENTE TECTÓNICO</b>	<b>COMPOSICIÓN DE LAS ARENISCAS</b>
Cratón estable	Plataforma estable o en el interior del continente	Areniscas cuarzosas (ricas en Q) con altas relaciones $Q_m/Q_p$ y $K/P$
Basamento levantado	Borde de rift	Areniscas cuarzo feldespáticas (ricas en $Q_m$ y F) con bajas concentraciones de L y relaciones similares de $Q_m/F$ y $K/P$ similares a las de la fuente de aporte
Arco magmático	Arco de isla o arco continental	Areniscas volcanoclásticas y feldespatolíticas (ricas en F) con altas relaciones de $P/K$ y $L_v/L_s$ . Si están expuestas rocas plutónicas entonces las areniscas son cuarzo feldespáticas (ricas en $Q_m$ y F).
Orógeno reciclado	Complejos de subducción o cinturones de pliegues y cabalgaduras	Areniscas cuarzolíticas (ricas en Q y L) con bajas concentraciones de F y $L_v$ y relaciones variables de $Q_m/Q_p$ y $Q_p/L_s$

Los diagramas ternarios propuestos por Dickinson y Suczeck (1979), además de mostrar las variaciones de la composición de las areniscas en relación al ambiente tectónico, pueden resaltar alguna característica específica. Por ejemplo, el diagrama QtFL, las variaciones en el cuarzo total (Qt) reflejan el grado de madurez de la arenisca. En el triángulo  $Q_mFL_t$  resalta la fuente de aporte.

En el caso del diagrama QpLvLs, este muestra la naturaleza de los fragmentos líticos (Lv: líticos volcánicos y Ls: líticos sedimentarios). El diagrama QmPK hace énfasis en el tipo de grano mineral. Una vez diferenciados los distintos componentes detríticos estos se pueden representar, principalmente en diagramas ternarios, donde se normalizan los tres componentes a utilizar, por ejemplo:  $Q+F+L$ , donde  $Q = 100Q / (Q+F+L)$ ,  $F = 100F / (Q+F+L)$  y  $L = 100L / (Q+F+L)$ .

Los ambientes tectónicos asociados a procedencias propuestas por Dickinson y Suczeck (1979, Figuras 13, 14, 15 y 16) se clasifican en:

➤ **Procedencia de bloque continental**

Donde la presencia de cuarzo y feldespatos es dominante, frente a una pobre composición de fragmentos líticos. Son principalmente areniscas cuarzosas, con altas relaciones  $Q_m/Q_p$ . El ambiente tectónico donde se enmarca es el de plataforma estable o del interior del continente margen pasivo.

➤ **Procedencia de arco magmático**

Arcos de islas o arco continental, los sedimentos de este tipo de ambiente tectónico está caracterizado por la presencia de fragmentos líticos del tipo volcánico y metamórficos, y el cuarzo es del tipo monocristalino con extinción ondulatoria. Son areniscas volcanoclásticas y feldespatolíticas, con altas relaciones  $L_v/L_s$ .

➤ **Procedencia de orógenos reciclados**

Son generalmente pobres en feldespatos, y la relación entre fragmentos líticos y cuarzo es intermedia. Son areniscas cuarzolíticas (ricas en Q y L), con bajas concentraciones de F y Lv y relaciones variables de  $Q_m/Q_p$  y  $Q_p/L_s$ . Este ambiente tectónico abarca complejos de subducción o cinturones de pliegues y cabalgaduras.

### 3.3.2 Geoquímica y procedencia de clásticos sedimentarios

La concentración de los elementos químicos en una roca sedimentaria dependerá de su reactividad con respecto a los procesos de formación de la roca: deposición, condiciones fisicoquímicas del ambiente, diagénesis y litificación. La movilidad de los elementos describe los cambios químicos que ocurren en la roca después de su formación. Por lo general, la movilidad ocurrirá durante el intemperismo, diagénesis y metamorfismo, o por la interacción con algún fluido hidrotermal.

La geoquímica sedimentaria estudia la abundancia, distribución, comportamiento y movilidad de los elementos químicos en sedimentos y rocas sedimentarias. La composición mineralógica es una propiedad particularmente importante para los estudios de procedencia de rocas sedimentarias siliciclásticas debido a que esta es casi la única y más segura manera de establecer las rocas fuentes que dieron origen a las mismas. El tipo de minerales siliciclásticos y fragmentos líticos preservados en las rocas sedimentarias pueden indicar la litología de las rocas fuentes. La aplicación de la geoquímica en la caracterización de los procesos geológicos ha tenido un gran desarrollo en los últimos años. Para el caso de los estudios de procedencia de sedimentos terrígenos, estas técnicas han complementado enormemente la información obtenida por medio de la petrografía.

En las últimas dos décadas se han llevado a cabo numerosos estudios sobre la composición química de las rocas detríticas (elementos mayores, trazas, tierras raras y últimamente de isótopos) y de los cambios que ocurren a lo largo del ciclo sedimentario, con el objetivo de entender la relación que existe entre la composición de la roca que dió origen al sedimento y la de la roca que resulta de la litificación de dicho sedimento (Bhatia y Crook, 1986; Taylor y Mc Lennan, 1991; Mc Lennan, 1989).

Las rocas sedimentarias que favorecen este tipo de análisis son las terrígenas de grano fino (lutitas, limolitas y areniscas finas), ya que el reducido tamaño de grano permite contar con una muestra homogénea de tamaño pequeño, aunque

también se han realizado estudios geoquímicos de clastos individuales en conglomerados (Pettijhon *et al.*, 1972; Herron y Herron, 1990).

Bhatia (1983) propone una clasificación de los sedimentos finos (lutitas y limolitas) en función al ambiente tectónico en el que se depositan y la procedencia de dichos sedimentos a partir de su contenido de elementos mayores. Dicha clasificación se basa principalmente en las proporciones de  $\text{TiO}_2$  versus  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total +  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  versus  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total +  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  versus  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total +  $\text{MgO}$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$  versus  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total +  $\text{MgO}$ . A partir de estas relaciones Bhatia (1983) determina cuatro ambientes tectónicos relacionados con una procedencia específica (ver Tabla 4): arco de islas oceánico (AIO); arco de islas continental (AIC); margen continental activa (MCA) y margen continental pasivo (MCP).

En términos generales Bhatia (1983) observó que los valores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total +  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  aumentan mientras que los valores de  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$  disminuyen en los ambientes de margen continental pasivo y activo con respecto a los ambientes de arcos continentales y arcos de islas oceánicas (ver tabla 4 y tabla 5).

Cabe mencionar que el ambiente de margen continental pasivo (MCP) presenta variaciones importantes en la concentración de las relaciones mencionadas, sin embargo, por lo regular muestra un enriquecimiento en  $\text{SiO}_2$  y empobrecimiento en  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{TiO}_2$ , con una relación  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  muy superior a 1 (Bhatia, 1983, ver tabla 4). En las figuras 17, 18 y 19 que se muestran en el apartado de la metodología de la investigación se exponen los diagramas binarios de procedencias de las cuencas sedimentarias asociadas a los ambientes tectónicos según Bhatia y Crook (1986).

Roser y Korch (1986) también proponen diagramas de discriminación entre los ambientes tectónicos de arco de islas oceánico, margen continental activo y margen continental pasivo a partir de la relación  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$ . Estos autores resaltan la influencia del tamaño de grano en las concentraciones de

elementos mayores de los sedimentos y recomiendan acompañar los estudios geoquímicos con descripciones petrográficas detalladas (Figuras 20, 21 y 22).

Uno de los inconvenientes de las discriminaciones tectónicas y de procedencia basadas en diagramas que muestran las relaciones de elementos mayores es que las diferencias de porcentaje entre los diferentes campos son mínimas, del orden del 0.2%, las cuales pueden perderse o mal interpretarse dependiendo del margen de error de cada laboratorio. Además, la concentración de elementos mayores se ve afectada por los procesos de intemperismo, diagénesis y de metamorfismo, ya que la mayoría de estos elementos, como el Na, K, Ca, Sr, Cs, Rb, Ba, Fe, Mn, Pb y ocasionalmente el Cr, son altamente móviles a bajas temperaturas (Roser y Korch, 1986).

En cambio, ciertos elementos que se encuentran en lutitas y areniscas, como el Th, Sc, Zr, Hf y en menor proporción el Cr y Co, sus valores no se alteran significativamente a lo largo de los diferentes procesos sedimentarios debido a su baja concentración en aguas de mar y ríos, a su corto tiempo de residencia, y a su insolubilidad. Estas características los hacen poco móviles durante los procesos de diagénesis y metamorfismo de bajo grado, lo que permite su uso en la determinación de ambientes tectónicos y en análisis de procedencia, la desventaja que presentan dichos elementos como indicadores de procedencia y ambiente tectónico es que la composición mineralógica total de la muestra, el contenido de minerales pesados y el tamaño de grano pueden causar variaciones locales en sus concentraciones (Bhatia y Crook, 1986; Taylor y Mc Lennan, 1991; Mc Lennan, 1989).

En general se ha observado que las concentraciones de La, Ce, Nd, Th y Zr y de las relaciones Ba/Sr, Rb/Sr, La/Y y Ni/Co se incrementan al disminuir la concentración de Sc, V y las relaciones Ba/Rb, K/Th y K/U conforme se pasa de los ambientes tectónicos de arco de islas oceánico, arco de islas continental, margen continental activo al de margen continental pasivo (Bhatia y Crook, 1986).

Tabla 4. Clasificación de ambientes tectónicos, cuencas de depósito y tipo de procedencia relacionada a partir de la concentración de elementos mayores en rocas sedimentarias detríticas (Bhatia, 1983)

<b>AMBIENTE TECTÓNICO</b>	<b>CUENCA DE DEPÓSITO DOMINANTE</b>	<b>NATURALEZA DE LA CORTEZA ADYACENTE A LA CUENCA</b>	<b>TIPO DE PROCEDENCIA</b>
Arco de islas oceánico	Tras-arco y ante-arco	Arco formado sobre corteza oceánica o bien sobre corteza continental delgada	Arcos magmáticos no disectados
Arco de islas continental	Intra-arco, tras-arco ante-arco	Arco formado sobre corteza continental	Arco magmático disectado u orógeno reciclado
Margen continental activo	cuencas marginales de antepaís "foreland" transtensivas y transpresivas	Corteza continental gruesa o basamento cristalino	Basamento Levantado
Margen continental pasivo	Cuencas pericratonales y margenes de "rifts" continentales	Corteza continental	Orógenos levantados e interior de cratones

Tabla 5. Concentración promedio de algunas relaciones de elementos mayoritarios y elementos trazas en diferentes ambientes tectónicos. AIO: arco de islas oceánico; AIC: arco de islas continental; MCA: margen continental activo; MCP: margen continental pasivo (Bhatia, 1983; Bhatia y Crook, 1986)

<b>RELACIONES DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZAS</b>	<b>AIO</b>	<b>AIC</b>	<b>MCA</b>	<b>MCP</b>
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total + MgO	8-14%	5-8%	2-5%	0.5-3.5%
TiO <sub>2</sub>	0.8-1.4%	0.5-0.7%	0.25-0.45%	0.2-0.5%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Si <sub>2</sub>	0.24-0.33%	0.15-0.20%	0.1-0.2%	0.6-1.3%
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.2-0.4%	0.4-0.8%	0.65-1.45%	1.2-2%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(CaO+Na <sub>2</sub> O)	1-2%	0.5-2.5%	1.5-3.5%	2.7-7%
Ti/Zr	>40	10-30	-	<10
La/Sc	<1	1-3	3-6	3-9
La/Y	<0.5	0.5-1.0	1-1.5	-
Sc/Cr	<0.6	0.2-0.4	-	<0.2
Zr/Th	61.4-34.6	23.8-19.1	10.4-8.8	13.3-24.9

Sin embargo, debido a la alta movilidad del Ba, Sr y Rb las mejores relaciones en la determinación de ambientes tectónicos son Sc/Cr y La/Sc que junto con las altas concentraciones de Zr en margen continental pasivo, son la base para diferenciarlo de un margen continental activo. La relación La/Th, permite diferenciar entre arco de islas oceánico y arco de islas continental. Por último la relación La/Y es un buen indicador de para diferenciar entre el ambiente de arco de islas continental y el de margen continental activo. Es por esto que de los diagramas de discriminación tectonosedimentarios propuestos por Bathia y Crook (1986) se consideran como los más importantes el diagrama binario La/Y versus Sc/Cr y el diagrama ternario Sc-Th-Zr/10.

Las relaciones La/Sc, Th/Sc, La/Co, Eu/Sm, La/Lu, Ba/Sc y Ba/Co son buenos indicadores de procedencia, ya que presentan variaciones importantes que dependen de la fuente de origen (Cullers *et al.*, 1988; Condie y Wronkiewicz, 1990; Mc Lennan y Taylor, 1991), aunque es importante recordar que el Ba puede verse afectado por procesos sedimentarios. Otro tipo de análisis utilizado para determinar procedencias son los de tierras raras, cuyos patrones obtenidos pueden ser normalizados a condritas o bien al promedio de lutitas Post-Arqueanas de Australia (PAAS, por sus siglas en inglés). En varios casos se ha observado que el patrón de tierras raras varía según el tamaño de sedimento lo cual se manifiesta por una baja relación La/Yb en la porción arenosa con respecto a la porción fina, sin embargo la presencia y magnitud de la anomalía de Eu, así como el patrón general son similares independientemente del tamaño de grano (Cullers *et al.*, 1988).

En general el patrón de tierras raras representa el promedio de la composición total de las áreas de procedencia, y se interpreta como el resultado de la mezcla eficiente de las diferentes litologías de procedencia, aunque localmente la concentración de minerales pesados por ejemplo puede hacer variar las concentraciones. No obstante, en ambientes tectónicos activos con rocas volcánicas asociadas, la mezcla puede no ser eficiente y predominar una litología en particular.

Por otro lado, es importante considerar que los estudios de tierras raras en sedimentos son escasos y su relación con su ambiente tectónico es poco conocido. Además, los sedimentos pueden traslapar límites tectónicos y por lo tanto no necesariamente pueden representar el ambiente tectónico de depósito (Cullers *et al.*, 1988).

Mc Lennan *et al.* (1990) caracterizan los ambientes tectónicos por su concentración de cuarzo y de las relaciones Si/Al, K/Na, Th/Sc, La/Sc y La/Yb, así como por una anomalía negativa de Eu y concentraciones variables de la relación Th/U. Los sedimentos de margen continental pasivo tienen una historia pre-depósito de intemperismo intensa con respecto a los de margen continental activo. Los elementos traza en general están enriquecidos por la disolución del cuarzo y calcita, mientras que las altas concentraciones de Hf y Zr son ocasionadas por las altas concentraciones de minerales pesados y las de Ti por el enriquecimiento de feldespato.

El patrón de tierras raras se interpreta como resultado de una procedencia de rocas sedimentarias maduras y de rocas plutónicas y/o metamórficas. Así mismo, los patrones de arco de islas oceánico, arco de islas continental y margen continental activo tienen tendencia de tierras raras similares al de las rocas volcánicas de arco indiferenciado (fuente volcánica joven y sin fraccionamiento de plagioclasa), con una baja abundancia y por lo tanto bajas relaciones de La/Sm y La/Yb y anomalías negativas de Eu. Los sedimentos asociados a un margen continental activo tienen una relación Th/Sc variable y sistemática en la fracción gruesa y fina del sedimento. Esta variación indica diferentes procedencias, o que pueden separarse en diferentes fracciones dependiendo del tamaño de grano durante los procesos de clasificación del sedimento. Esto se explica como resultado de la mezcla de material de arcos jóvenes de composición variable con la corteza continental superior (Condie y Wronkiewicz, 1990).

### ➤ **Espectrometría de fluorescencia de rayos X**

La espectrometría de fluorescencia de rayos X mediante el análisis de polvo directo para elementos mayoritarios y elementos minoritarios, fue la técnica empleada en la investigación para realizar los análisis geoquímicos en las muestras de la sección basal del pozo Sol-6. El principio de funcionamiento es someter la muestra a un flujo de fotones de altas energías (rayos X) y analizar el espectro de energías de fotones secundarios emitidos por la muestra. El bombardeo de los átomos con fotones de energía suficientemente alta hace que los electrones de las órbitas internas de los átomos escapen al exterior produciéndose el efecto fotoeléctrico. El fundamento de esta técnica FRX en modo “dispersión de longitudes de onda” consiste en usar una serie de cristales analizadores que permiten separar las diferentes líneas que componen el espectro de rayos X según su longitud de onda. Una vez que se ha producido la difracción de los rayos X en los cristales analizadores, los detectores de rayos X recogen todos los fotones emitidos por la muestra y analizan sus intensidades para cada longitud de onda. De esta forma, y dado que la radiación analizada es característica de los átomos presentes en la muestra, se puede determinar la composición química de la muestra deseada.

Las aplicaciones se basan en la determinación cualitativa y cuantitativa de la composición química de materiales sólidos (compactos de superficie lisa y homogénea o en forma de polvo). La técnica permite obtener % en peso (hasta el rango de ppm) de cualquier elemento más pesado que el boro y menos que el uranio presente en la muestra. Al mismo tiempo, mediante la utilización de los patrones adecuados es posible realizar el análisis cuantitativo de los elementos presentes en las muestras. En la mayoría de los casos de muestras en polvo (método aplicado en la investigación), se preparara una pastilla prensada o una perla añadiendo un cierto material aglutinante o fundiente a la muestra problema que fuese molturada previamente.

## CAPÍTULO IV

### ANÁLISIS DE RESULTADOS

#### 4.1 DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA DEL NÚCLEO SOL-6

La descripción macroscópica del núcleo Sol-6 consistió en la observación de las características litológicas presentes en base a la coloración y el tamaño de grano, la composición mineralógica e identificación de fracturas.

Toda la información obtenida se representó en una hoja sedimentológica de escala 1:50 mediante el software CorelDRAW Graphics Suite 12 (ver anexo 1).

##### 4.1.2 Descripción sedimentológica del núcleo Sol-6

El núcleo Sol-6 comprende un intervalo desde 18.190' hasta 18.311'4'', donde la sección desde 18.190' a 18.204'3'' representa la Formación Río Negro y desde 18.256' a 18.311'4'' se encuentra la Formación La Quinta. Se identificaron un total de tres facies sedimentarias:

- Facies de areniscas conglomeráticas (Ac)
- Facies limosa (L)
- Facies de conglomerados arenosos (Ca)

En base a la descripción macroscópica del núcleo Sol-6 desde 18.190'-18.311'4'' las facies observadas presentan las siguientes características:

➤ **Ac: 18.190'-18.191'**

Areniscas conglomeráticas de color marrón oscuro con clastos de cuarzo y feldespatos de granulometría media-gruesa, con impregnación de hidrocarburo leve-moderada. Los granos son subredondeados a subangulares con tamaños entre 0.5-10.5 mm, de escogimiento pobre-moderado con porosidad intergranular, granodecreciente de base a tope.

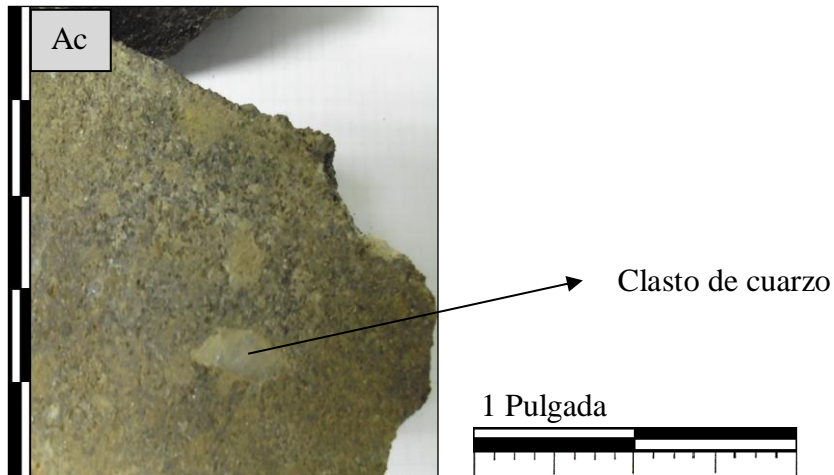


Figura 40. Arenisca conglomerática.

➤ **Ac: 18.192'1''-18.194'9''**

Arenisca conglomerática de color gris oscuro de granulometría gruesa-muy gruesa con clastos de cuarzo y feldespatos de tamaños entre 0.5-6 mm, con impregnación de hidrocarburo leve-moderada. Los granos son subredondeados a subangulares, se observan niveles conglomeráticos.

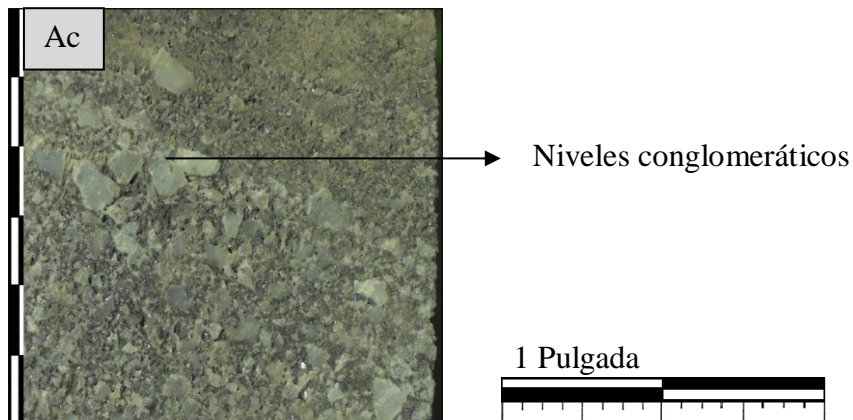


Figura 41. Arenisca conglomerática

➤ **Ac: 18.194'9''-18.197'2''**

Arenisca conglomerática de color marrón oscuro con clastos de cuarzo y feldespatos subredondeados a subangulares de granulometría muy gruesa, hacia la base arenisca de color gris claro con clastos de cuarzo y feldespatos de granulometría gruesa a muy gruesa de tamaños entre 0.5-6 mm.

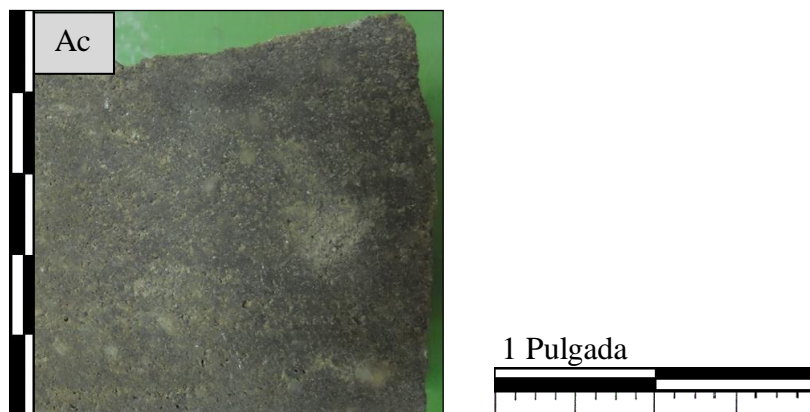


Figura 42. Arenisca conglomerática

➤ **Ac: 18.197'2''-18.199'**

Arenisca conglomerática de color gris claro con clastos de cuarzo y feldespatos de granulometría gruesa-muy gruesa subredondeados a subangulares con tamaños de grano entre 0.5-7 mm de escogimiento pobre.

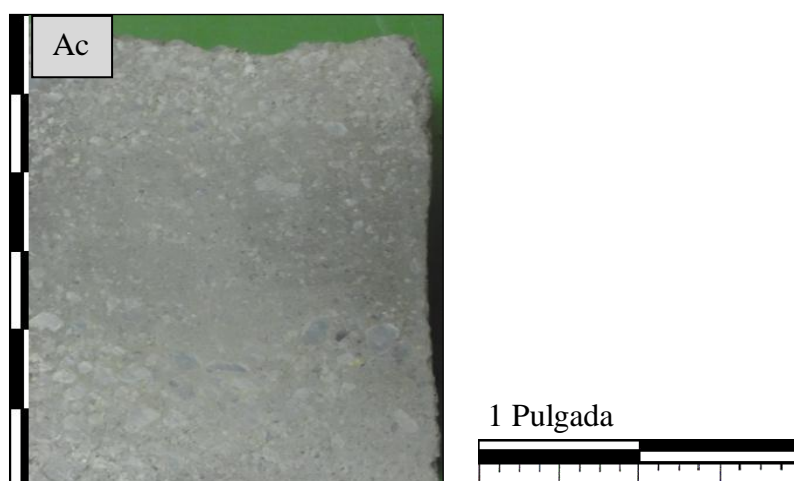


Figura 43. Arenisca conglomerática.

➤ **L /Ac: 18.199'6''-18.202'3''**

Limolita de color gris oscuro con clastos de cuarzo y feldespatos subredondeados a subangulares de granulometría muy gruesa con tamaños entre 0.5-4 mm.

18.201'6'': areniscas conglomerática de color gris oscuro de granulometría gruesa-muy gruesa con clastos de cuarzo y feldespatos de tamaños entre 0.5-6 mm subredondeados a subangulares. A los 18.201'9'' se observa un contacto erosional entre la limolita y la arenisca conglomerática.

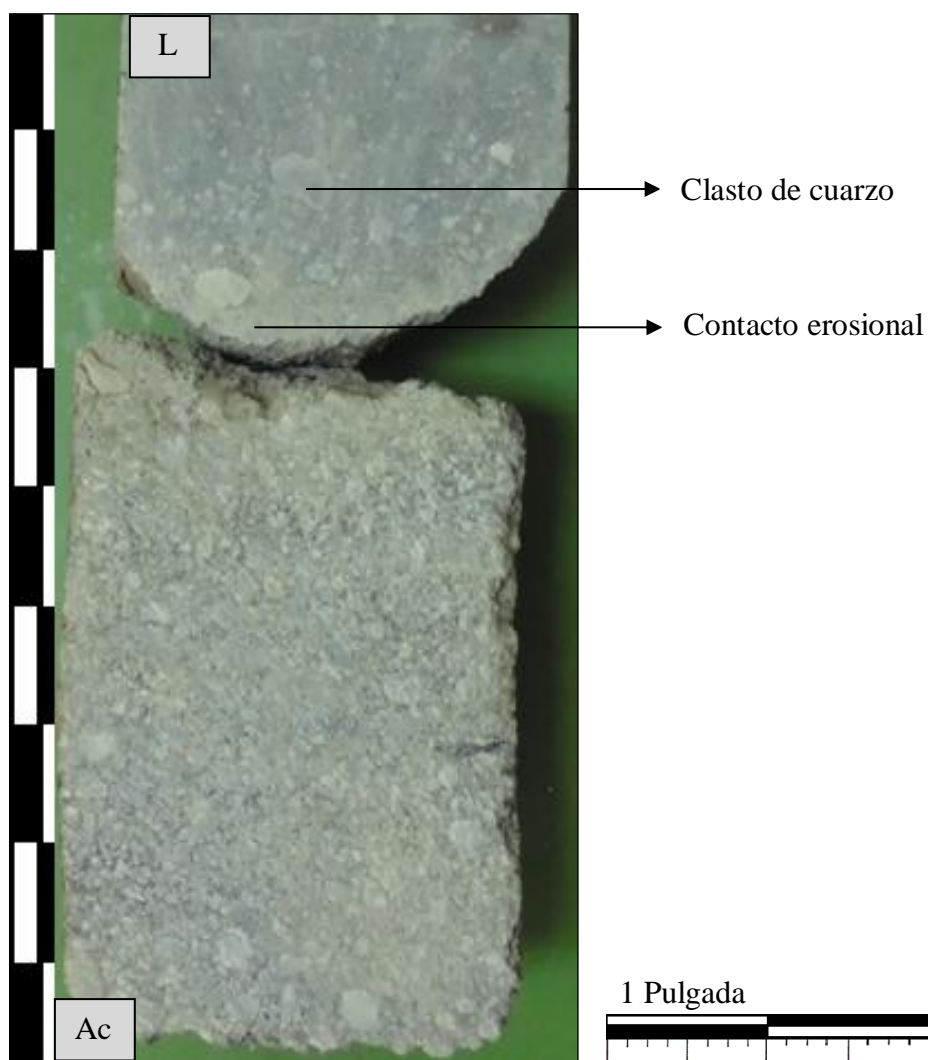


Figura 44. Limolita (L) en contacto erosivo con Arenisca conglomerática (Ac).

➤ **Ac: 18.202'3''-18.204'3''**

Arenisca conglomerática de coloración gris con clastos de cuarzo, feldspatos y micas de pobre escogimiento con granos subredondeados a subangulares de granulometría muy gruesa con tamaños de granos entre 0.5-10 mm. A partir de los 18.204'3'' hay un intervalo sin núcleo de 51'9''.

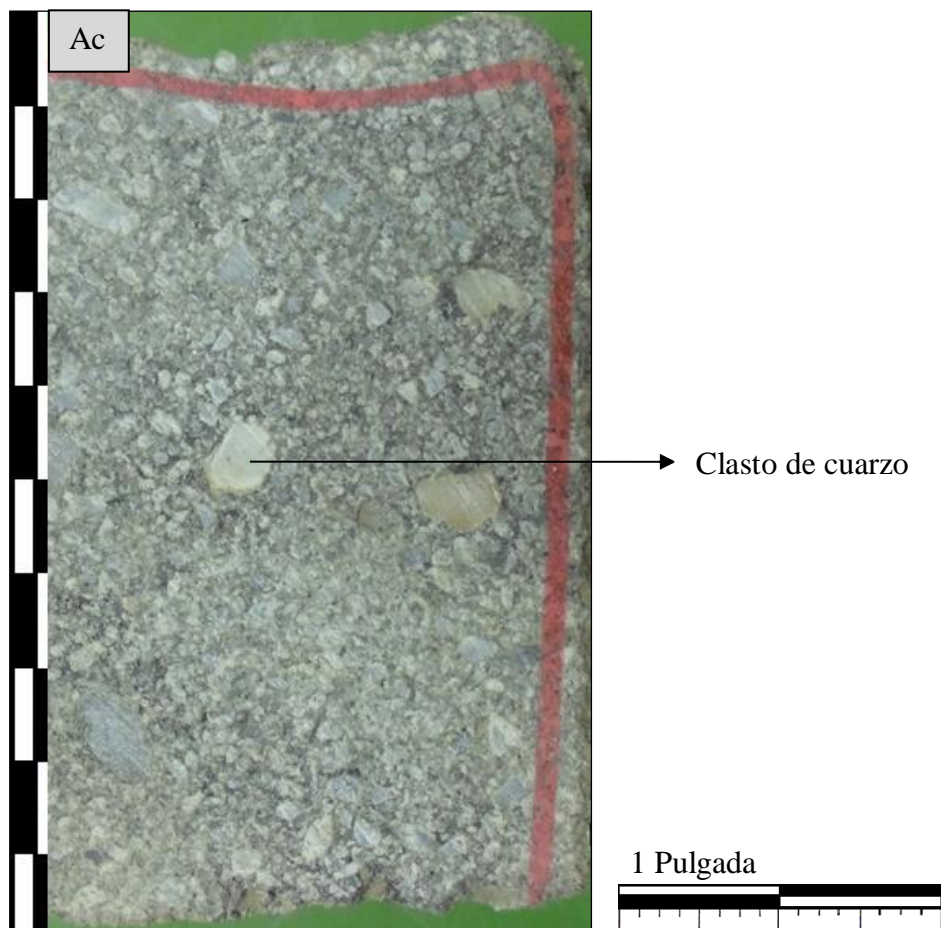


Figura 45. Arenisca conglomerática.

➤ **Ca: 18.256'-18.258'6''**

Conglomerado arenoso de color gris claro de pobre escogimiento con tamaños de grano entre 0.37-5 mm, constituido por clastos de cuarzo, feldspatos, micas y chert sin estructuras sedimentarias visibles (aspecto masivo), de granos subredondeados a subangulares de granulometría media-muy gruesa con presencia de óxido de hierro.

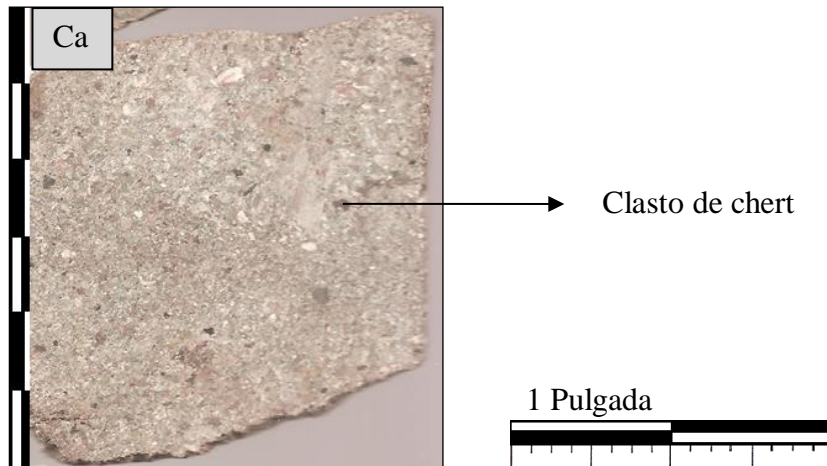


Figura 46. Conglomerado arenoso.

➤ **Ca: 18.258'10''-18.261'3''**

Conglomerado arenoso de coloración gris claro pobremente escogido de granulometría media a muy gruesa, de granos subredondeados a subangulares con tamaños de grano entre 3-10 mm. Se observan clastos de cuarzo, feldspatos, micas y chert sin estructuras sedimentarias visible (aspecto masivo).

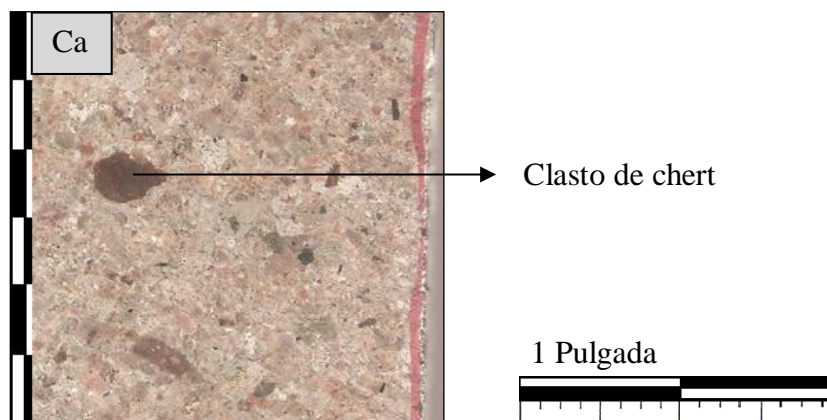


Figura 47. Conglomerado arenoso.

➤ **Ca / Ac / L: 18.261'6''-18.264'4''**

Conglomerado arenoso de color gris claro hacia el tope y gris oscuro hacia la base, de escogimiento pobre con granulometría gruesa-muy gruesa con presencia de gránulos, con tamaños de grano entre 0.3-6 mm. Se observan clastos de cuarzo, feldespatos, micas y chert sin estructuras sedimentarias (aspecto masivo). Hacia el tope se observa un fragmento de roca (granito). Los clastos son subredondeados a subangulares.

18.262': arenisca conglomerática de color gris claro de escogimiento pobre con clastos de cuarzo, feldespatos y chert, subredondeados a subangulares y angulares con granulometría gruesa-muy gruesa de tamaños entre 0.5-7 mm.

18.263'4''-18.264'4'': limolita de coloración rojiza.

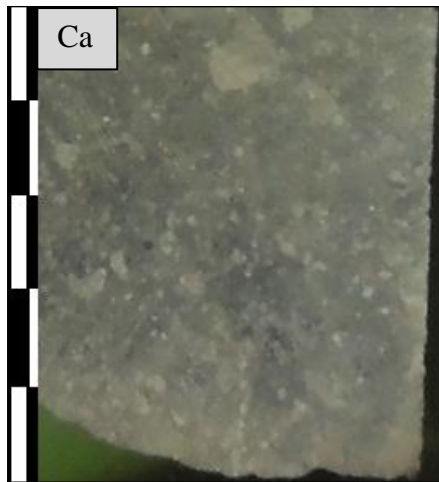


Figura 48. Conglomerado arenoso.

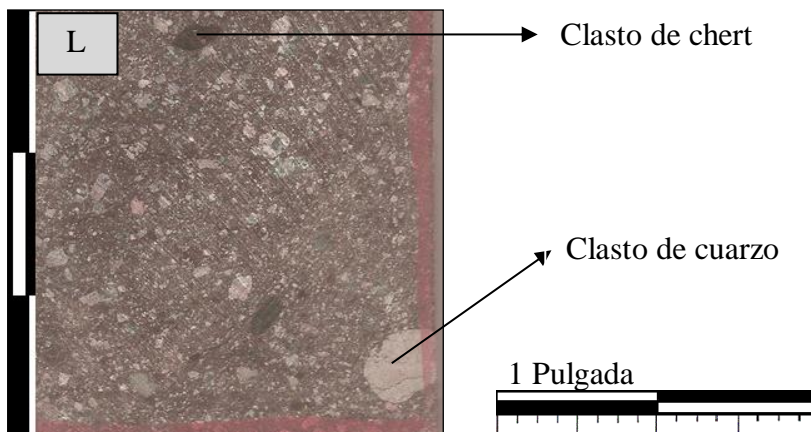


Figura 49. Limolita rojiza

➤ **Ca: 18.264'4''-18.267'7''**

Conglomerado arenoso de color gris con escogimiento pobre de granulometría gruesa-muy gruesa y grava con tamaños entre 7-10 mm, se observan granos de cuarzo, feldespato y chert subredondeados y subangulares.

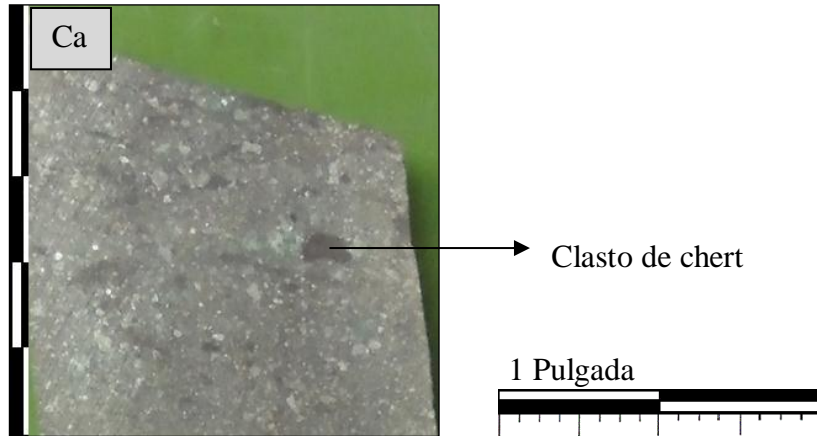


Figura 50. Conglomerado arenoso.

➤ **Ca / Ac: 18.267'11''-18.269'7''**

Conglomerado arenoso de color rojizo oscuro con clastos de cuarzo, feldespatos y chert subredondeados y subangulares con tamaños promedios entre 0.5-3 mm, de granulometría gruesa-muy gruesa.

18.269'7'': arenisca conglomerática de color gris verdoso claro de escogimiento pobre, granos de cuarzo, feldespatos y chert subredondeados y subangulares con tamaños promedios entre 0.5-5 mm con granulometría gruesa-muy gruesa.

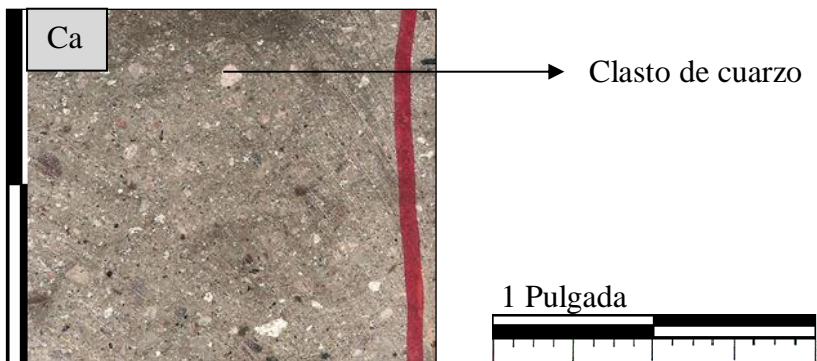


Figura 51. Conglomerado arenoso.

➤ **Ca / Ac: 18.269'7''-18.272'3''**

Conglomerado arenoso de color gris claro y hacia el tope presenta una coloración rojizo oscuro, con granos de cuarzo, feldespatos y chert pobremente escogidos subredondeados, subangulares y angulares de tamaños promedios entre 0.5-4 mm, de granulometría gruesa-muy gruesa.

18.271': arenisca conglomerática de color gris claro de escogimiento moderado-pobre, con clastos de cuarzo, feldespatos y chert subredondeados, subangulares y angulares de tamaños promedios entre 0.5-5 mm, de granulometría gruesa-muy gruesa.

18.272'3'': arenisca conglomerática de color gris claro de escogimiento moderado-pobre con clastos de cuarzo, feldespatos y chert subredondeados, subangulares y angulares, se observan fracturas rellenas de material carbonatico.

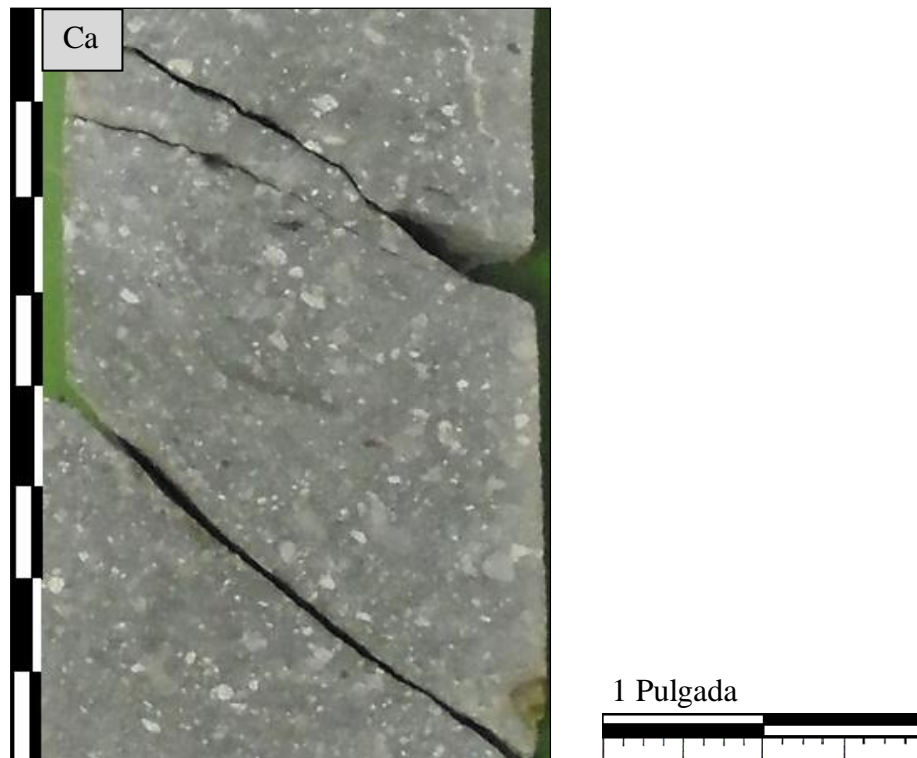


Figura 52. Conglomerado arenoso.

➤ **Ac: 18.272'3''-18.274'9''**

Arenisca conglomerática de color rojizo oscuro de escogimiento moderado-pobre con granulometría gruesa-muy gruesa con clastos de cuarzo, feldespatos y chert de tamaños entre 0.5-3 mm subredondeados, subangulares y angulares.

18.273': arenisca conglomerática de color rojizo oscuro hacia el tope y gris verdoso hacia la base, de escogimiento moderado-pobre de granulometría gruesa-muy gruesa, con clastos de cuarzo, feldespatos y chert subredondeados, subangulares y angulares.

18.273'1'': arenisca conglomerática de color rojizo claro, de escogimiento pobre de granulometría gruesa-muy gruesa, con clastos de cuarzo, feldespatos y chert subredondeados a subangulares, de tamaños promedios entre 0.5-4 mm.

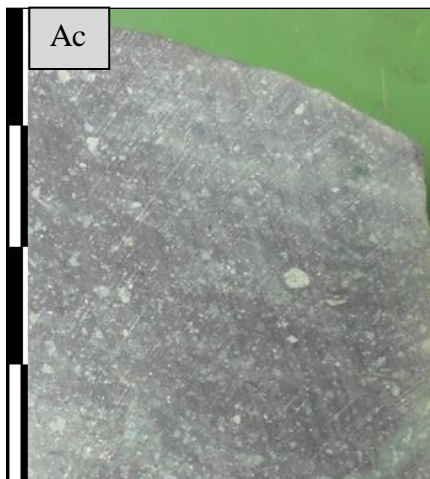


Figura 53. Arenisca conglomerática gris verdoso.

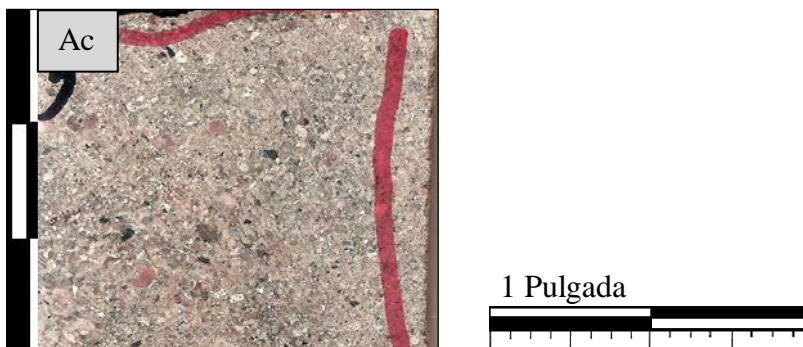


Figura 54. Arenisca conglomerática rojizo claro.

➤ **Ca / Ac: 18.274'9''-18.277'8''**

Conglomerado arenoso de coloración gris verdoso claro hacia el tope y gris verdoso oscuro hacia la base, de escogimiento pobre de granulometría fina-gruesa con tamaños de grano entre 0.3-5 mm, con clastos de cuarzo, feldespatos, micas y chert subredondeados y subangulares.

18.274'9'': arenisca conglomerática de color rojizo oscuro pobremente escogida de granulometría gruesa-muy gruesa con clastos de cuarzo, feldespatos y chert subredondeados y subangulares.

18.277': arenisca conglomerática de color gris claro de escogimiento moderado-pobre de granulometría gruesa-muy gruesa con clastos de cuarzo, feldespatos y chert subredondeados, subangulares y angulares de tamaños promedios entre 0.5-4 mm.

18.277'8'': arenisca conglomerática de color gris claro de escogimiento moderado-pobre de granulometría gruesa-muy gruesa con clastos de cuarzo, feldespatos, micas y chert subredondeados, subangulares y angulares de tamaños promedios entre 0.3-5 mm.

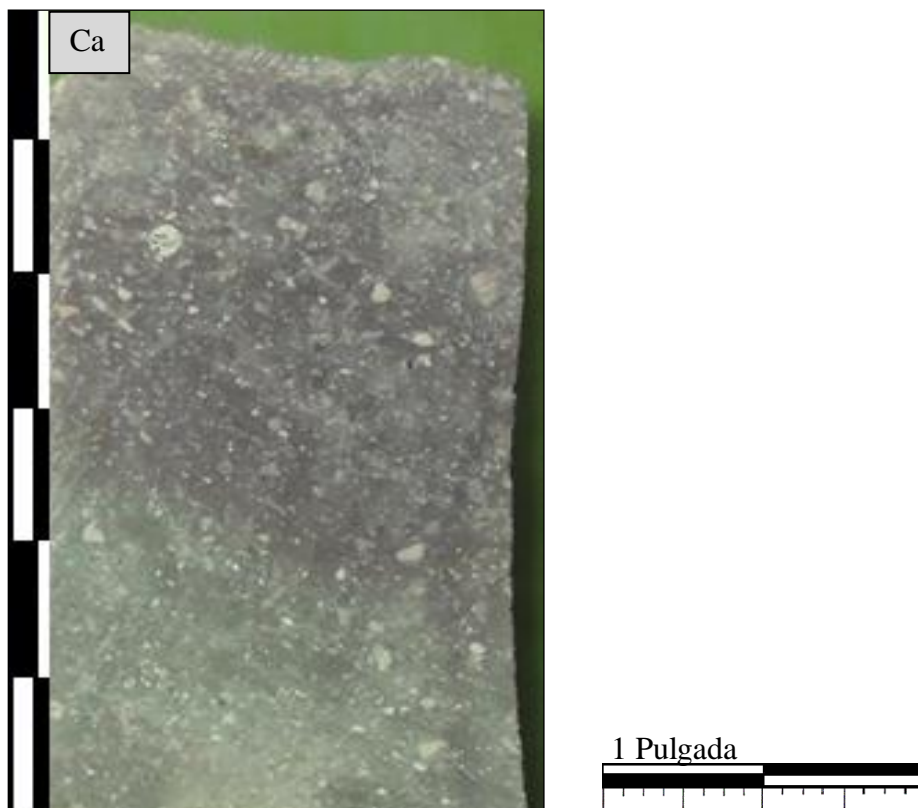


Figura 55. Conglomerado arenoso.

➤ **Ca / Ag: 18.277'8''-18.280'6''**

Conglomerado arenoso de coloración gris verdoso claro de escogimiento moderado-pobre de granulometría gruesa-muy gruesa con tamaños de grano entre 0.5-5 mm, con clastos de cuarzo, feldespatos y chert subredondeados y subangulares.

18.280'6'': arenisca conglomerática de color rojizo claro con escogimiento pobre de granulometría media-gruesa con tamaños de grano entre 0.3-5 mm, con clastos de cuarzo, feldespatos, micas y chert subredondeados y subangulares.

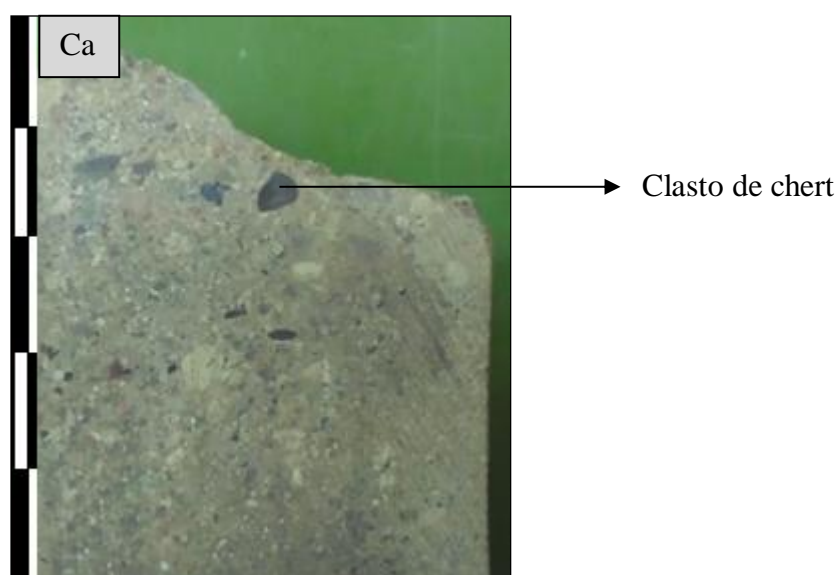


Figura 56. Conglomerado arenoso.

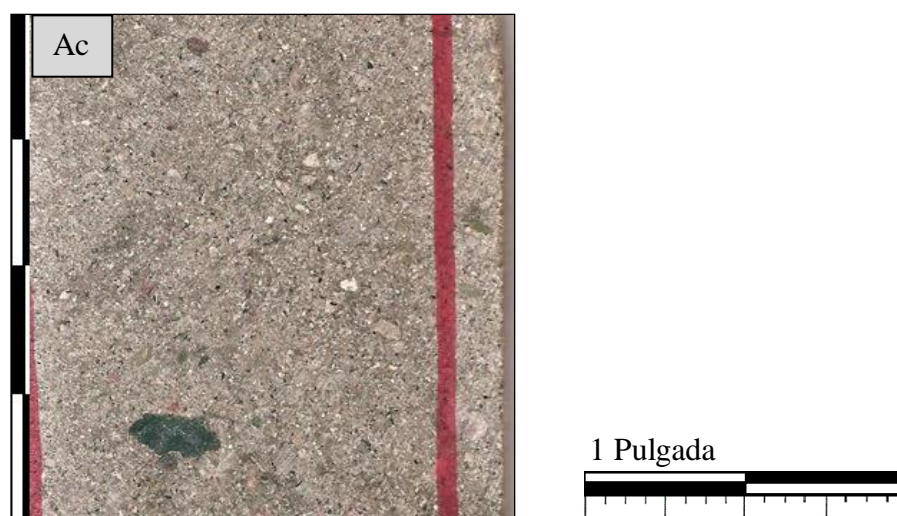


Figura 57. Arenisca conglomerática.

➤ **Ca / Ag / L : 18.280'6''-18.285'9''**

Conglomerado arenoso de color gris claro de escogimiento pobre con clastos de cuarzo, feldespato y chert con granulometría gruesa-muy gruesa, subredondeados a subangulares de tamaños promedios entre 0.3-6 mm.

18.282': arenisca conglomerática de color gris claro con escogimiento pobre de granulometría gruesa-muy gruesa, con clastos de cuarzo, feldespatos y chert subredondeados a subangular de tamaños entre 2-5 mm.

18.282'8'': arenisca conglomerática color gris verdoso claro de escogimiento pobre con clastos de cuarzo, feldespatos y chert con granulometría gruesa-muy gruesa de tamaños promedios entre 0.5-5 mm subredondeados y subangulares. Se observa contacto erosivo con limolita de color gris claro, con clastos de cuarzo, feldespatos y chert de granulometría gruesa-muy gruesa de tamaños de grano entre 0.5-1 mm.

18.283': limolita de color gris verdoso con clastos de cuarzo, feldespatos y chert subredondeados a subangulares de granulometría media-gruesa con tamaños de grano entre 0.5-1 mm.

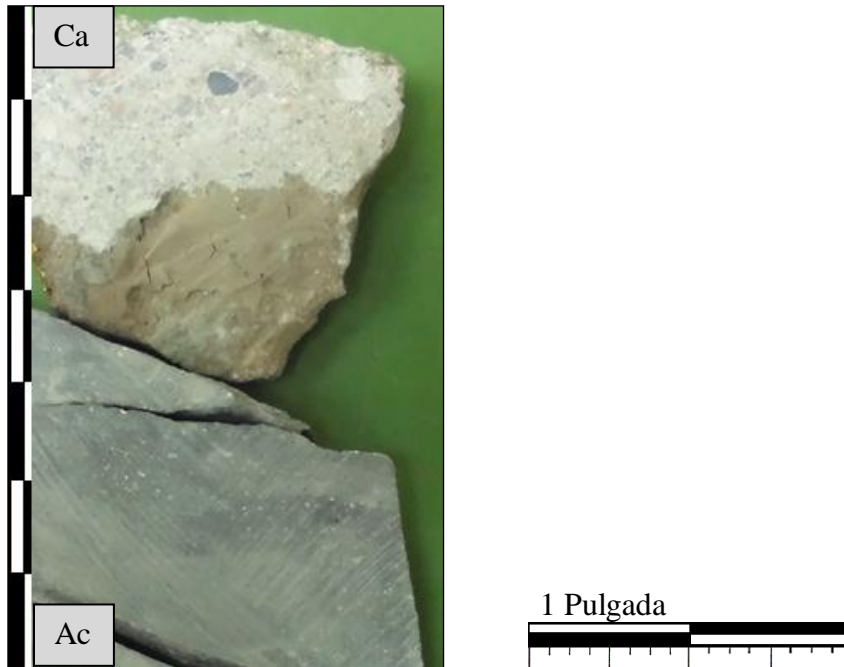


Figura 58. Conglomerado arenoso (Ca) y arenisca conglomerática (Ac).

➤ **L:18.285'9''-18.288'**

Limolita de color gris claro con fracturas rellenas de material carbonatico, se observan granos de cuarzos y chert subredondeados y subangulares de granulometría media pobremente escogidos de tamaños de grano entre 0.3-1 mm.

18.287': Limolita de color gris claro con granos de cuarzos, feldspatos y chert subredondeados y subangulares de granulometría media-gruesa.

18.288': Limolita de color gris claro, se observan granos de cuarzos, feldspatos y chert subredondeados y subangulares de granulometría media y moderadamente escogidos de tamaños de grano entre 0.3-1 mm.



Figura 59. Limolita de color gris claro.

➤ **L: 18.288'2''-18.291'**

Limolita de color gris claro con granos de cuarzo y chert de granulometría media, se observan fracturas rellenas de material carbonático.

18.289': limolita de color gris claro con granos de cuarzo, feldespatos y chert de granulometría media-gruesa subredondeados y subangulares con fracturas rellenas de material carbonático.

18.291': limolita de color gris claro con fracturas rellenas de material carbonático, se observan granos de cuarzo y chert subredondeados y subangulares de granulometría media.

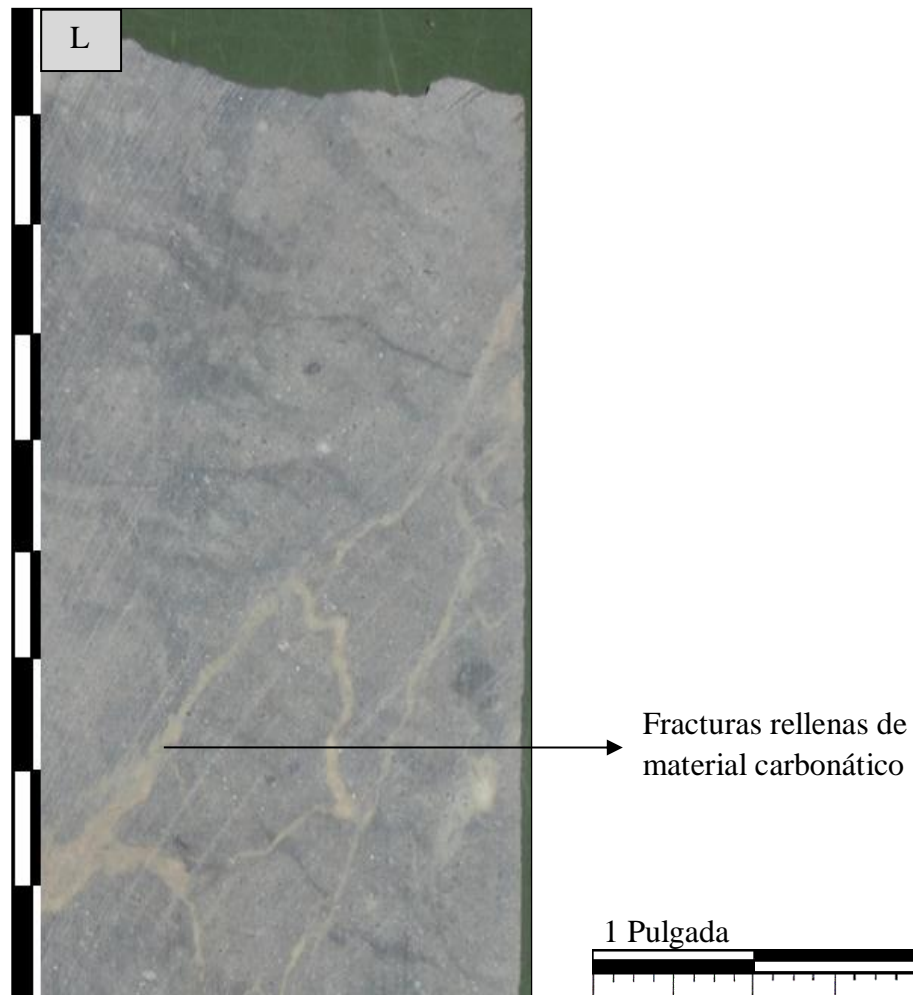


Figura 60. Limolita de color gris claro con fracturas rellenas de material carbonático.

➤ **L / Ac: 18.291'8''-18.293'**

Limolita de color rojizo con granos de cuarzo, feldespato y chert subredondeados a subangulares de granulometría media con tamaños de grano 0.3-5 mm, se observan fracturas rellenas de material carbonático.

18.292': limolita de color rojizo oscuro con granos de cuarzo, feldespato y chert subredondeados a subangulares de granulometría media con tamaños de grano 0.3-1 mm.

18.293': arenisca conglomerática de color gris verdosa de escogimiento moderado-pobre con granos de cuarzo, feldespatos y chert de granulometría media-muy gruesa con tamaños de grano entre 0.3-1 mm, se observan fracturas rellenas de material carbonático.

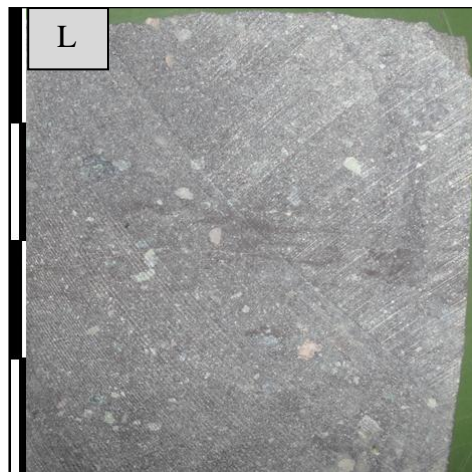


Figura 61. Limolita de color rojizo.

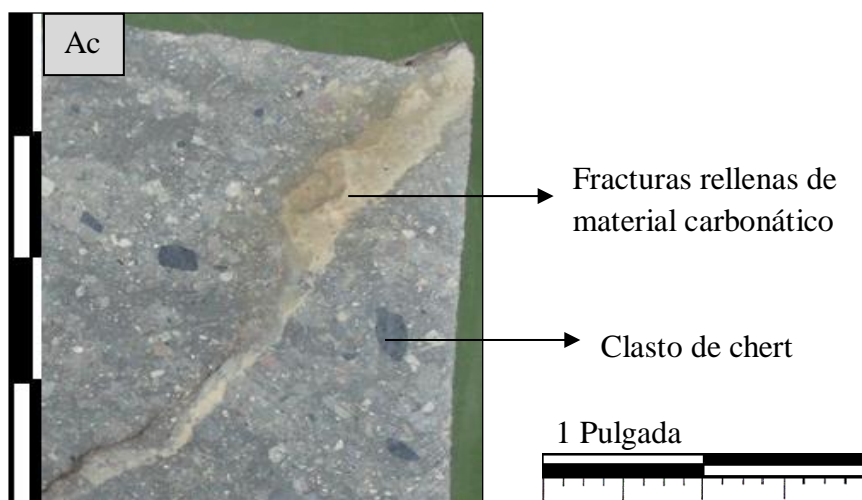


Figura 62. Arenisca conglomerática con fracturas rellenas de material carbonático.

➤ **Ca / Ac: 18.294'-18.296'8''**

Conglomerado arenoso de color rojizo oscuro con clastos de cuarzo, feldespato y chert de escogimiento moderado-pobre con granulometría media-muy gruesa de tamaños de grano entre 0.3-5 mm, hacia la base se observan fragmentos de roca granitoide y feldespato potásico.

18.296'8'': arenisca conglomerática de color gris verdoso claro pobremente escogida con granulometría muy gruesa, presencia de clastos de hasta 1.5 cm, con granos de cuarzo, feldespatos y chert subredondeados y subangulares.

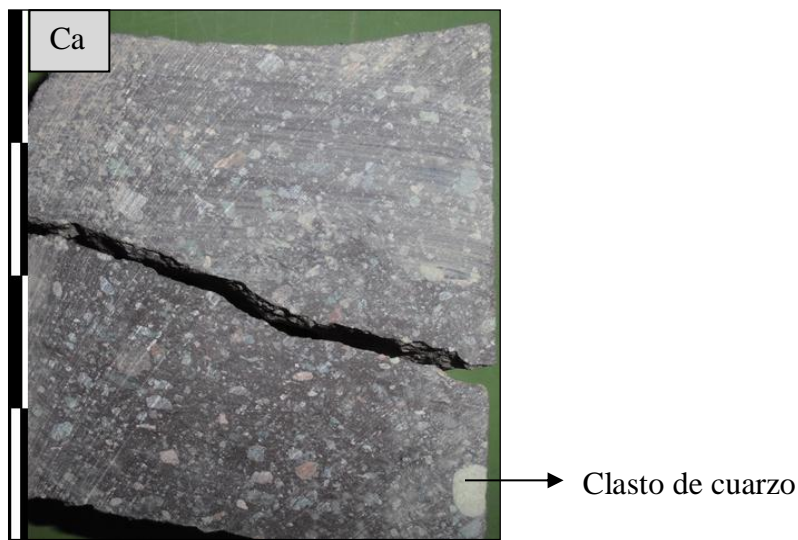


Figura 63. Conglomerado arenoso.

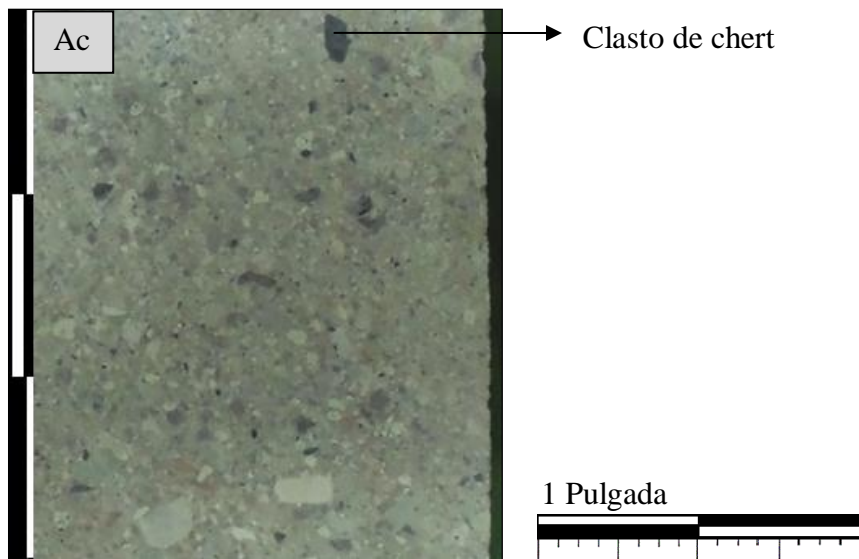


Figura 64. Arenisca conglomerática.

➤ **Ca / Ac: 18.296'-18.299'3''**

Conglomerado arenoso de color rojizo claro con clastos de cuarzo, feldespatos y chert subredondeado y subangulares, pobremente escogida de granulometría muy gruesa con tamaños de grano entre 0.3-6 mm.

18.298'1'': arenisca conglomerática de color gris claro con clastos de cuarzo, feldespatos y chert subredondeados a subangulares de escogimiento moderado-pobre con granulometría gruesa-muy gruesa, con tamaños de grano entre 1-5 mm.

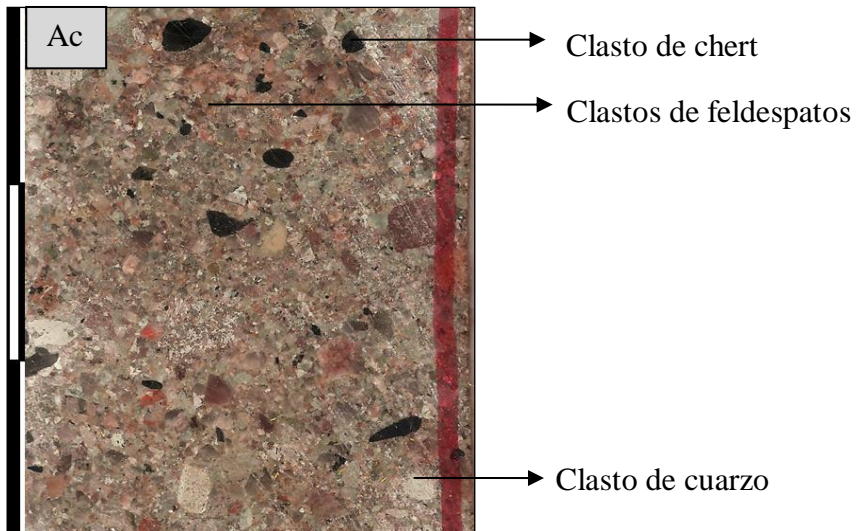


Figura 65. Conglomerado arenoso.

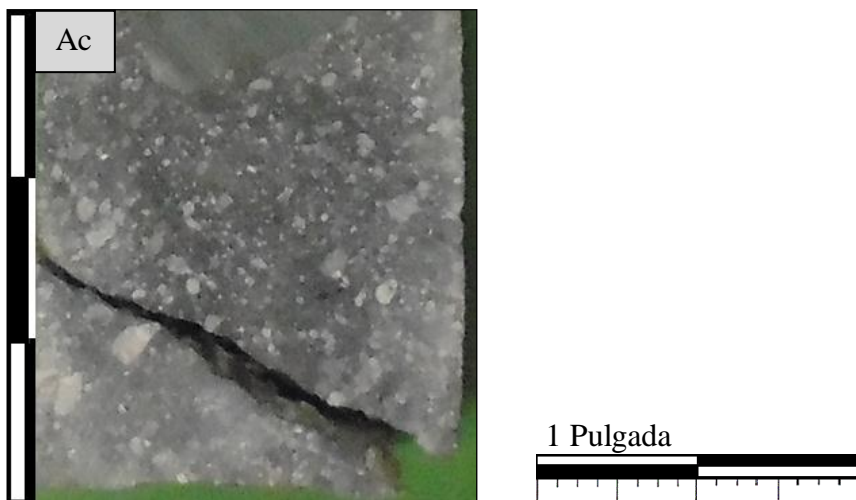


Figura 66. Arenisca conglomerática.

➤ **Ca / Ac: 18.299'3''-18.302'9''**

Conglomerado arenoso de color gris verdoso claro de escogimiento moderado-pobre con granos de cuarzo, feldespatos y chert subredondeados y subangulares de granulometría media-gruesa con tamaños de grano entre 0.30-1 mm, se observan fracturas rellenas de material carbonático y pirita.

18.302'9'': arenisca conglomerática de color rojizo-gris claro con clastos de cuarzo, feldespato y chert pobremente escogida con granulometría muy gruesa de tamaños de grano entre 0.3-10 mm.

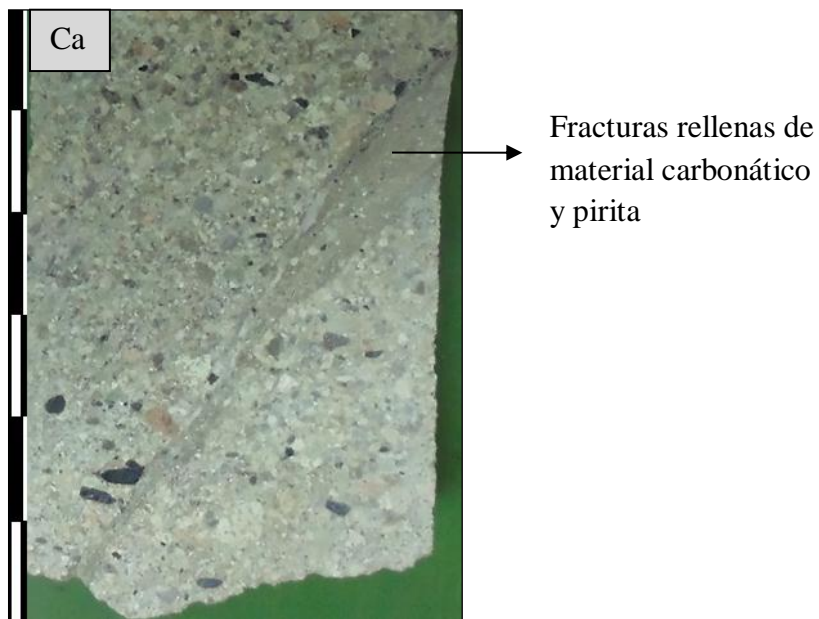


Figura 67. Conglomerado arenosos con fracturas rellenas de material carbonático y pirita.

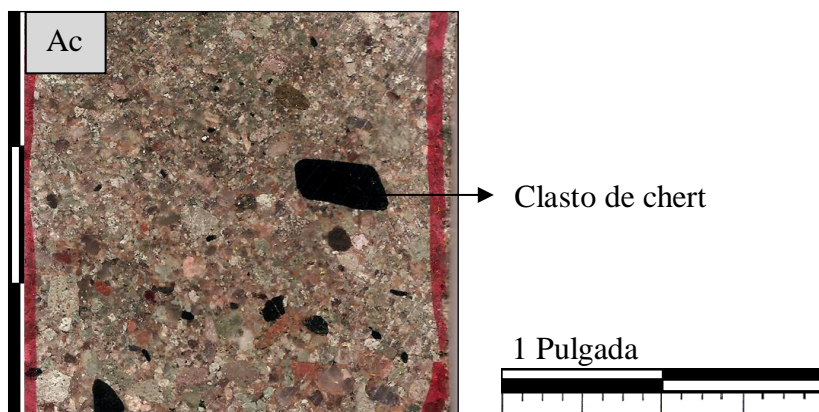


Figura 68. Arenisca conglomerática.

➤ **Ca: 18.303'9''-18.304'9''**

Conglomerado arenoso de color gris con clastos de cuarzo, feldespatos y chert subredondeados a subangulares pobremente escogidos de granulometría media-muy gruesa con tamaños de grano entre 0.3-6 mm.

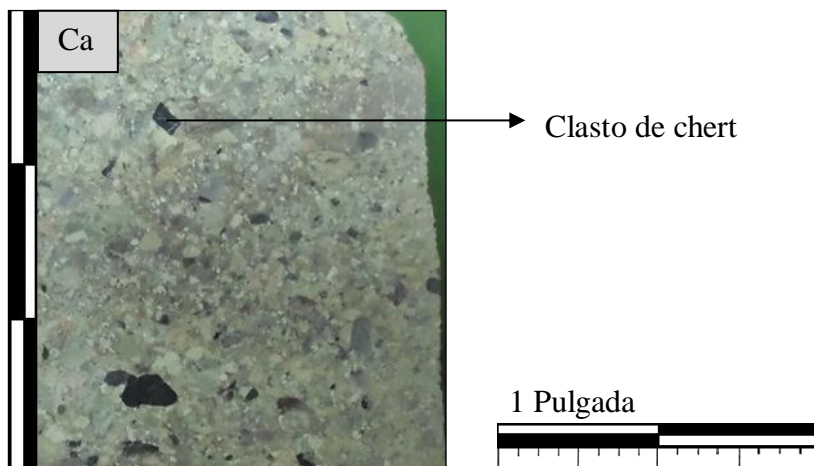


Figura 69. Conglomerado arenoso.

➤ **Ca: 18.304'9''-18.306'8''**

Conglomerado arenoso de color gris verdoso claro hacia el tope y gris verdoso oscuro hacia la base con clastos de cuarzo, feldespato y chert subredondeados a subangulares pobremente escogidos con tamaños de grano entre 0.3-10 mm.

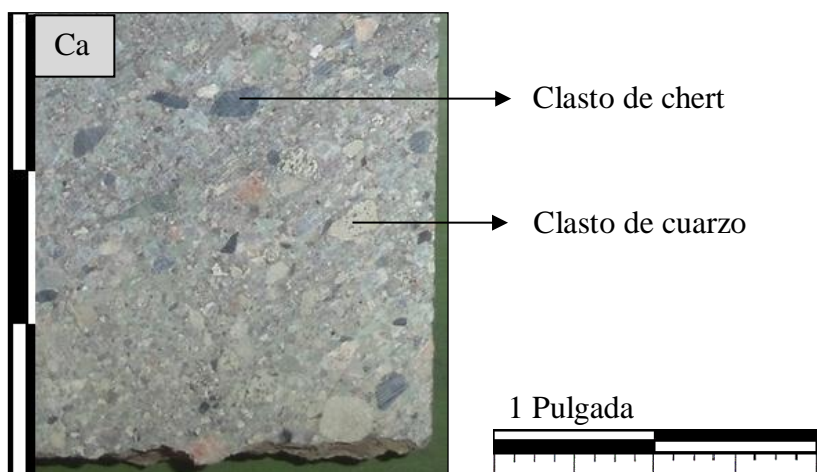


Figura 70. Conglomerado arenoso.

➤ **Ca: 18.307'-18.308'**

Conglomerado arenoso de color gris verdoso claro con clastos de cuarzo, feldespato y chert subredondeados a subangulares pobremente escogida de granulometría muy gruesa con tamaños de grano entre 0.3-15 mm.

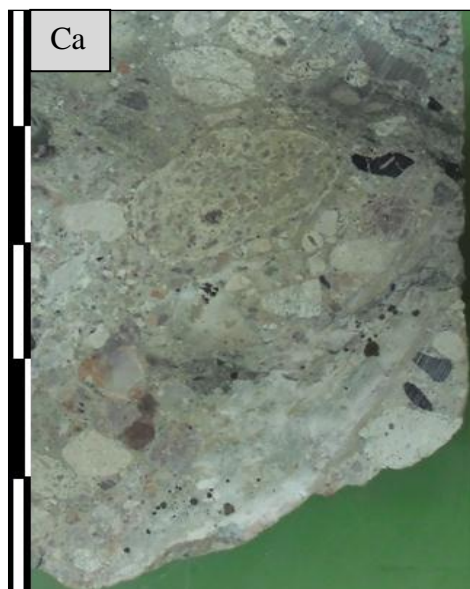


Figura 71. Conglomerado arenoso.

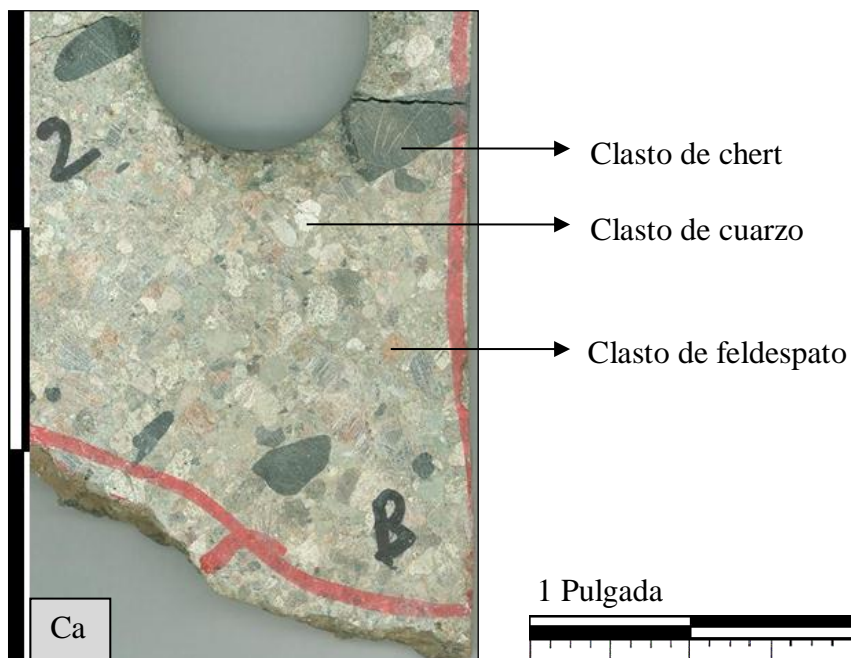


Figura 72. Conglomerado arenoso.

➤ **Ca: 18.309'-18.311'4''**

Conglomerado arenoso de color gris verdoso claro y tonalidades rojizas con clastos de cuarzo, feldespatos y chert subredondeados a subangulares de escogimiento moderado-pobre con granulometría gruesa-muy gruesa, con tamaños de grano entre 0.3-10 mm.



Figura 73. Conglomerado arenoso.

Para mayor detalle en las imágenes de la sección basal del núcleo Sol-6 ver el apéndice 1.

## 4.2 PETROGRAFÍA VISUAL

Para estudiar las características petrográficas de la sección basal del pozo Sol-6 se analizaron un total de 46 secciones delgadas a través de la petrografía visual y modal, en un intervalo comprendido de 18.256'7''-18.311'4'' (Formación la Quinta).

El análisis petrográfico visual consistió en la identificación de las características texturales, tales como: tamaño de grano, grado de escogimiento, redondez de los granos y tipo de contactos predominantes, el análisis petrográfico modal se realizó con el objeto de determinar cuantitativamente los porcentajes de los constituyentes en cada una de las muestras: cuarzos, feldespatos, fragmentos de rocas (sedimentaria, ígnea y metamórfica), fragmentos líticos estables e inestables, matriz y cemento.

Las muestras fueron clasificadas según su tamaño de grano en arenas finas, arenas muy gruesas y conglomerados mediante la clasificación de Udden (1914) Y Wentworth (1922) y en base a los porcentajes de sus constituyentes, las areniscas de grano fino se clasificaron según Pettijohn *et al.* (1972) y para los conglomerados y las areniscas de grano muy grueso a conglomeráticas se utilizó la clasificación según Nichols (2009). Adicionalmente se estudió un clasto de granito, para el cual se utilizó la clasificación de rocas plutónicas I.U.G.S (1973).

De las 46 secciones delgadas analizadas según la clasificación de Nichols (2009) los conglomerados estudiados corresponden a un 54% a conglomerados arenosos y las areniscas de grano muy grueso a conglomeráticas representan un 33% de areniscas conglomeráticas, las areniscas de grano fino según la clasificación de Pettijohn *et al.* (1972) resultaron un 9% en grauvacas y según la clasificación de rocas plutónicas I.U.G.S (1973) se clasificó un clasto de granito como granitoide rico en cuarzo (4%) (Ver apéndice 2).

#### 4.2.1 Conglomerados arenosos

Los conglomerados arenosos se identificaron como paraconglomerados, siendo en su totalidad petromícticos y polimícticos.

Presentan un escogimiento pobre a muy pobre, el tamaño de grano varía entre 2-10 mm, con un tamaño promedio de 6 mm, con bordes redondeados a subredondeados y esfericidad baja.

Los contactos entre los granos son principalmente de tipo grano-matriz (65%) en su mayoría, en menor proporción se observan puntual (15%), longitudinal (10%) grano-cemento (5%) y cóncavo-convexo (5%).

El componente mineralógico principal es el cuarzo policristalino metamórfico (15%), cuarzo policristalino ígneo (10%), cuarzo monocristalino metamórfico (10%), cuarzo monocristalino ígneo (8%), y cuarzo volcánico (7%). En segundo lugar se reconocieron fragmentos tipo chert (14%), fragmentos de roca de origen ígneo (10%), fragmentos de roca de origen sedimentario (10%), fragmentos de roca de origen metamórfico (6%) y en cantidades representativas también se observaron feldespatos potásicos y plagioclasas (10%). Entre los minerales accesorios frecuentes se encuentran muscovita (5%), circón (3%), biotita (1%), clorita (1%) y vetas rellenas de calcita (5%).

Los conglomerados arenosos presentan una matriz limo arcillosa (40%) constituida principalmente por pequeños granos detríticos embebidos en una mezcla de arcillas sin diferenciar bajo luz polarizada.

El material cementante es principalmente cuarzo (3%), relleno de poros y en menor cantidad se encuentran el óxido de hierro y minerales de arcilla (1%). La porosidad es baja, principalmente primaria de tipo intergranular (1%) y secundaria de tipo intrapartícula (1%).

A continuación se mencionan con detalle los distintos tipos de clastos y fragmentos de rocas observados:

➤ Cuarzos (Figura 74)

Es el mineral más abundante con porcentajes que varían entre 30-75%, se encuentran representados por cuarzos volcánicos, cuarzos ígneos y metamórficos en sus variedades monocristalinos y policristalinos.

- Cuarzos policristalinos

El cuarzo policristalino es el más abundante con porcentajes entre 5-56%, donde los cuarzos de origen metamórfico son los más característicos con porcentajes entre 4-40%, presentando una extinción ondulatoria bien definida y poseen un diámetro variado entre 2-4 mm con bordes subredondeados.

Los cuarzos de origen ígneo plutónico se encuentran con porcentajes entre 9-30%, mostrando una extinción nula o total y un diámetro variado entre 4-5 mm con bordes subredondeados a subangulares.

- Cuarzos monocristalinos

El cuarzo monocristalino se ubica en segundo lugar con una proporción considerable con unos porcentajes entre 5-45%, los cuales están representados por cuarzos monocristalinos de origen ígneo plutónico, estos fueron los más abundantes con porcentajes entre 3-25% presentando una extinción nula o total.

Los cuarzos monocristalinos de origen metamórfico presentan porcentajes entre 2-10% con una extinción ligeramente ondulatoria hasta bien definida, los diámetros de los granos de ambos tipos de cuarzos monocristalinos varían entre 2-4 mm y sus bordes se muestran subredondeados.

Los cuarzos de origen volcánico están representados con porcentajes entre 2-5% y muestran una extinción ondulatoria ligera, los diámetros de los granos varían entre 1-3 mm de hábito prismático con bordes rectos.

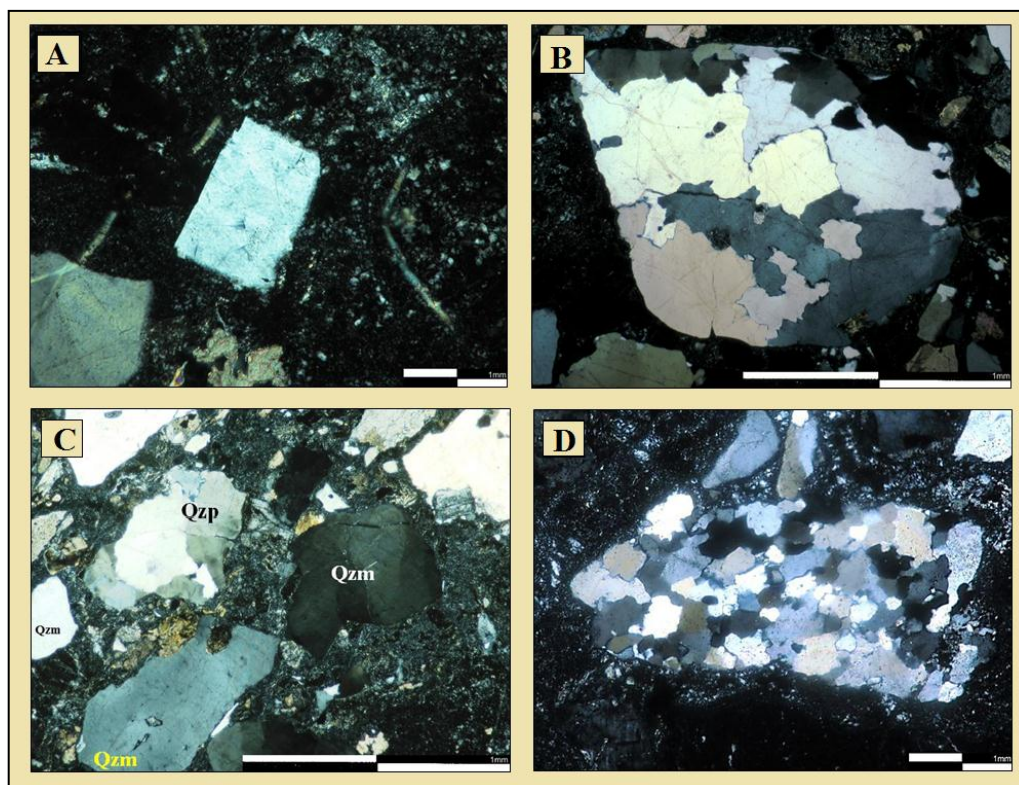


Figura 74. Fotomicrografías en nicols cruzados: A) Clasto de cuarzo de origen volcánico, objetivo 5x. B) Clasto de cuarzo policristalino de origen metamórfico, objetivo 2.5x. C) Clastos de cuarzos de origen metamórfico policristalinos (Qzp) y monocristalinos (Qzm), objetivo 2.5x. D) Clasto de cuarzo policristalino de origen metamórfico, objetivo 5x.

#### ➤ Feldespatos (Figura 75)

Dentro del grupo de los feldespatos se observaron clastos de ortosa, plagioclasas y microlino.

Los feldespatos potásicos (ortosa) se encuentran entre un 5-15%, los diámetros de los granos varían entre 2-6 mm con bordes subredondeados. La mayoría de los clastos presentan un proceso de reemplazo por calcita.

Las plagioclasas se ubican en una menor proporción con porcentajes entre 2-5%, los diámetros de los granos varían entre 1-3 mm con bordes subredondeados. La mayoría de los clastos presenta alteración a sericita. Se puede observar como la plagioclasa en algunos clastos se encuentran como intercrecimiento de cristales dentro de clastos de feldespato potásico desarrollando una textura perítica.

El microlino se encuentra en menor proporción con un 3%, los diámetros de los granos varían entre 1-2 mm con bordes subredondeados presentando su característico maclado polisintético.

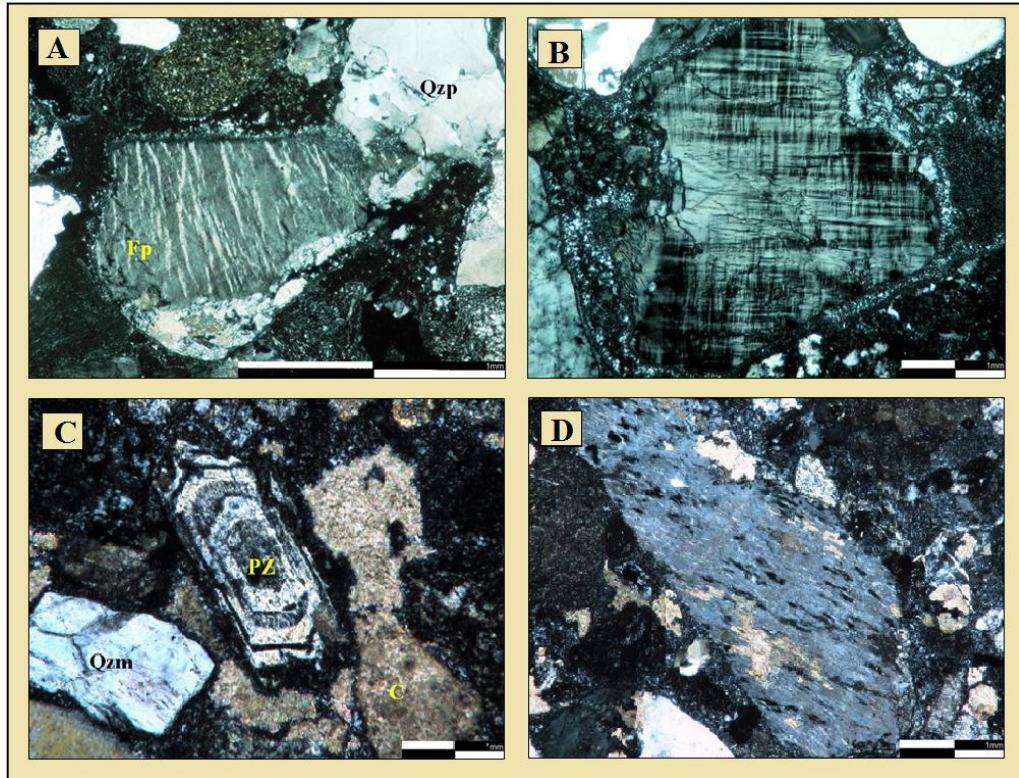


Figura 75. Fotomicrografías en nicoles cruzados: A) Clasto de feldespato desarrollando una textura perítica (Fp) en contacto puntual con un clasto de cuarzo policristalino de origen metamórfico (Qzp), objetivo 2.5x. B) Clasto de microlino con su característico maclado en forma de rejilla en contacto grano-matriz, objetivo 5x. C) Clasto de plagioclasa zonada (PZ), material carbonatico cementando (C) y un clasto de cuarzo monocristalino de origen metamórfico (Qzm), objetivo 5x. D) Clasto de feldespato siendo reemplazado por calcita, objetivo 5x.

➤ Fragmentos líticos (Figura 76)

Los clastos definidos como fragmentos líticos analizados en la descripción petrográfica corresponden a fragmentos de rocas sedimentarias con porcentajes entre 5-66%, fragmentos de rocas ígneas con porcentajes entre 5-30% y fragmentos de rocas metamórficas con porcentajes entre 5-20%.

- Fragmentos de rocas sedimentarias
- Clastos de limolita

Representan un porcentaje de 16%, poseen un diámetro muy variado entre 2-10 mm, siendo el promedio 4 mm, con bordes subredondeados. Los clastos se componen de pequeños granos de cuarzo y micas en una matriz arcillosa, se puede observar laminaciones en los granos.

- Clastos de chert

Representan un porcentaje de 45%, poseen un diámetro muy variado entre 2-15 mm, siendo el promedio 6 mm con bordes subredondeados a redondeados, los granos de cuarzo son microcristalinos, unos un poco más gruesos que otros casi sin matriz y algunos se muestran carbonatizados.

- Fragmentos de rocas ígneas
- Clasto de toba cristalina o lava riolitica

Poseen un diámetro aproximado de 2-6 mm, con bordes subredondeados. En general se componen de cristales de feldespato potásico (ortosa y sanidina), plagioclasa y cuarzo en una matriz vítrea desvitrificada de grano muy fino. Algunos clastos presentan cuarzo volcánico, clorita plumosa y abanicada, cristales de feldespato alcalino claros, y plagioclasa sericitizada. Se pudo observar vidrio félsico desvitrificado con su característica textura plumosa.

- Fragmentos de rocas metamórficas
- Clastos de filita

Poseen un diámetro variado entre 2-4 mm con bordes subredondeados. La roca se caracteriza por la presencia de foliaciones y contenido de sericita.

En los conglomerados arenosos se pudo observar un intercrecimiento de cuarzo y feldespato, con el cuarzo en forma de inclusiones vermiculares desarrollando una textura granofírica.

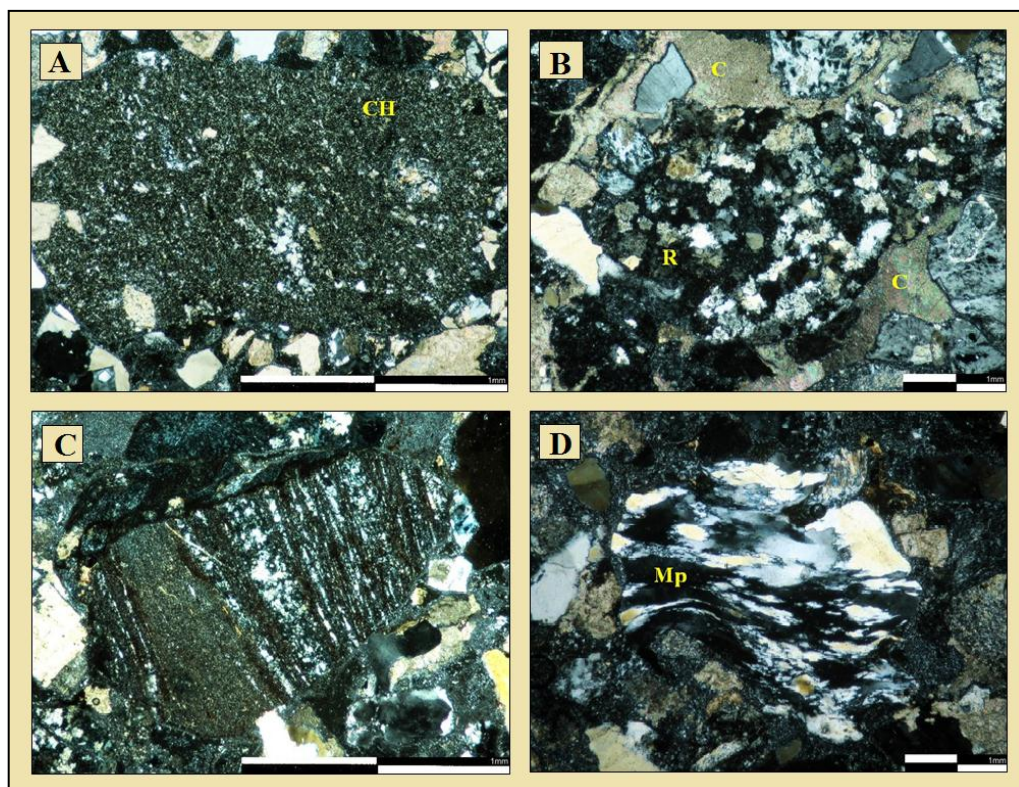


Figura 76. Fotomicrografías en nicols cruzados: A) Clasto de chert (CH), objetivo 2.5x. B) Fragmento de toba o lava riolítica, con cristales de feldespato, plagioclasa y cuarzo en una matriz desvitrificada (R), en contacto con cemento de calcita (C), objetivo 5x. C) Fragmento de limolita, se puede apreciar la laminación de los granos pequeños de cuarzo, objetivo 2.5x. D) fragmento de roca metapelítica foliada (Mp) y rica en sericita (filita), objetivo 5x.

Para mayor detalle en la descripción petrográfica de los conglomerados arenosos de la sección basal de pozo Sol-6 ver el apéndice 2.1.

#### 4.2.3 Areniscas conglomeráticas

Las areniscas conglomeráticas presentan un escogimiento pobre a muy pobre, el tamaño de grano varía entre 0,3-2 mm, con un tamaño promedio de 3 mm, con bordes redondeados a subredondeados y esfericidad baja.

Los contactos entre los granos son principalmente de tipo grano-matriz (45%) en su mayoría, en menor proporción se observan puntual (35%) y longitudinal (20%).

Los componentes mineralógicos principales son los cuarzos, cuarzo monocristalino metamórfico (15%), cuarzo monocristalino ígneo (8%), cuarzo policristalino ígneo (12%), policristalino metamórfico (9%) y cuarzo volcánico (2%). En segundo lugar se reconocieron feldespatos potásicos y plagioclasas (23%) y fragmentos tipo chert (23%), en cantidades representativas también se observaron fragmentos de roca de origen sedimentario (5%) y fragmentos de roca de origen ígneo (3%). Entre los minerales accesorios frecuentes se encuentran la muscovita (2%), circón (1%) y biotita (1%).

Las areniscas conglomeráticas presentan una matriz limo arcillosa (50%) constituida principalmente por pequeños granos detríticos embebidos en una mezcla de arcillas sin diferenciar bajo luz polarizada.

El material cementante es principalmente cuarzo (1%), rellenando poros y en menor cantidad se encuentran el óxido de hierro y minerales de arcilla (< 1%). La porosidad es baja, principalmente primaria de tipo intergranular (1%) y secundaria de tipo intrapartícula (1%).

A continuación se mencionan con detalle los distintos tipos de clastos y fragmentos de rocas observados:

➤ Cuarzos (Figura 77)

Es el mineral más abundante con porcentajes que varían entre 5-65%, se encuentran representados por cuarzos volcánicos, ígneos y metamórficos en sus variedades monocristalinos y policristalinos.

- Cuarzos monocristalinos

El cuarzo monocristalino es el más abundante con porcentajes entre 3-47%, los cuales están representados por cuarzos monocristalinos de origen metamórfico, los cuales resultaron los más abundantes con porcentajes entre 5-35% presentando una extinción ondulatoria.

Los cuarzos monocristalinos de origen ígneo plutónico presentan porcentajes entre 5-20% con una extinción nula o total, los diámetros de los granos de ambos tipo de cuarzos monocristalinos varían entre 0,3-2 mm y sus bordes se muestran subredondeados a subangulares.

- Cuarzos policristalinos

El cuarzo policristalino representa unos porcentajes entre 5-20%, donde los cuarzos de origen ígneo plutónico se encuentran con porcentajes entre 5-15%, mostrando una extinción nula o total.

Los cuarzos de origen metamórfico se ubican en segundo lugar con una proporción considerable con unos porcentajes entre 2-10%, presentando una extinción ondulatoria bien definida. Los diámetros de los granos de ambos tipos de cuarzos policristalinos varían entre 0,3-2 mm y sus bordes se muestran subredondeados.

Los cuarzos de origen volcánico están representados con un porcentaje 2% y presentan una extinción ondulatoria leve, los diámetros de los granos varían entre 0,4-2 mm de hábito prismático con bordes rectos.

- Feldespatos (Figura 78)

Dentro del grupo de los feldespatos se observaron clastos de ortosa y plagioclasas. Los feldespatos potásicos (ortosa) se encuentran entre un 5-25%, los diámetros de los granos varían entre 0,5-2 mm con bordes subredondeados a subangulares. La mayoría de los clastos presentan reemplazo por calcita.

Las plagioclasas se ubican en una menor proporción con porcentajes entre 2-15%, los diámetros de los granos varían entre 1-2 mm con bordes subredondeados. Se pudo observar como la plagioclasa en algunos clastos se encuentran como intercrecimiento de cristales dentro de clastos de feldespato potásico desarrollando una textura pertítica.

➤ Fragmentos líticos (Figura 79)

Los clastos definidos como fragmentos líticos analizados en la descripción petrográfica corresponden a fragmentos de rocas sedimentarias con porcentajes entre 5-35% y fragmentos de rocas ígneas con porcentajes entre 5-15%.

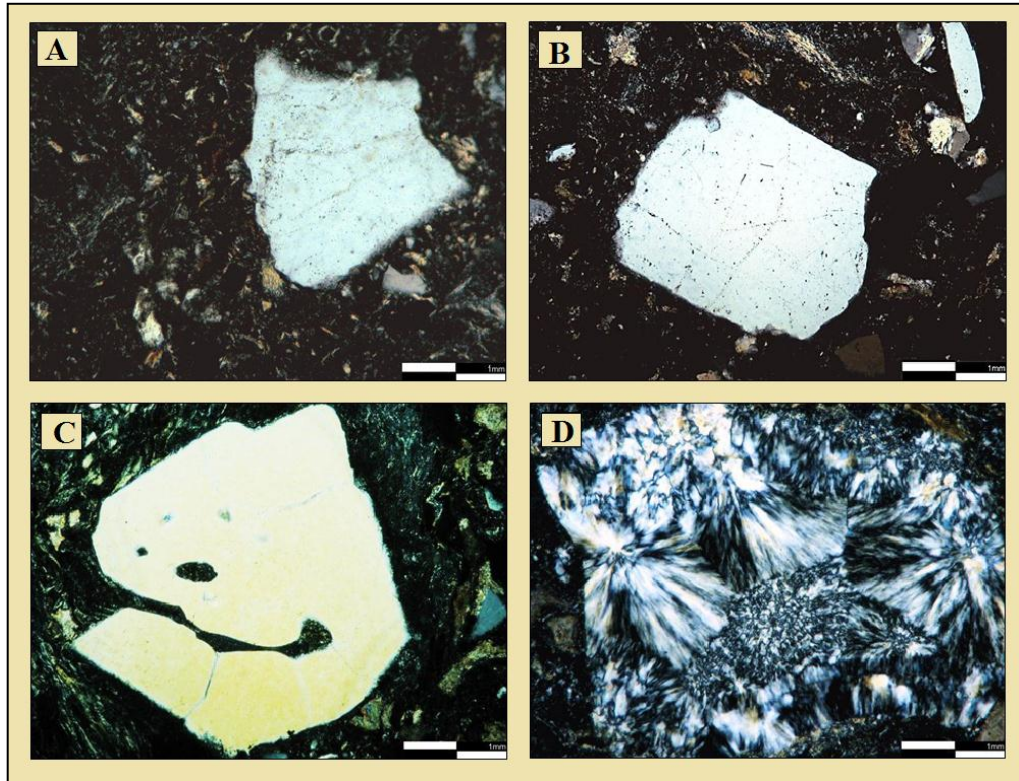


Figura 77. Fotomicrografías en nicoles cruzados: A) Clasto de cuarzo monocristalino de origen ígneo embebido en una matriz con pequeños cristales de cuarzo y material carbonático, objetivo 5x. B) Clasto de cuarzo volcánico con hábito prismático y bordes rectos embebido en una matriz con pequeños cristales de cuarzo, objetivo 5x. C) Clasto de cuarzo monocristalino de origen volcánico embebido en una matriz con pequeños cristales de cuarzo, objetivo 5x. D) Clasto de calcedonia con textura plumosa y extinción radial, objetivo 5x.

➤ Fragmentos de rocas de origen sedimentario

- Clastos de chert

Representan un porcentaje de 22%, poseen un diámetro muy variado entre 2-5 mm, siendo el promedio 6 mm con bordes subredondeados a redondeados, los granos de cuarzo son microcristalinos, unos un poco más gruesos que otros casi sin matriz.

- Clastos de limolita

Representan un porcentaje de 10%, poseen un diámetro muy variado entre 2-6 mm, siendo el promedio 4 mm, con bordes subredondeados. Los clastos se componen de pequeños granos de cuarzo y micas en una matriz arcillosa.

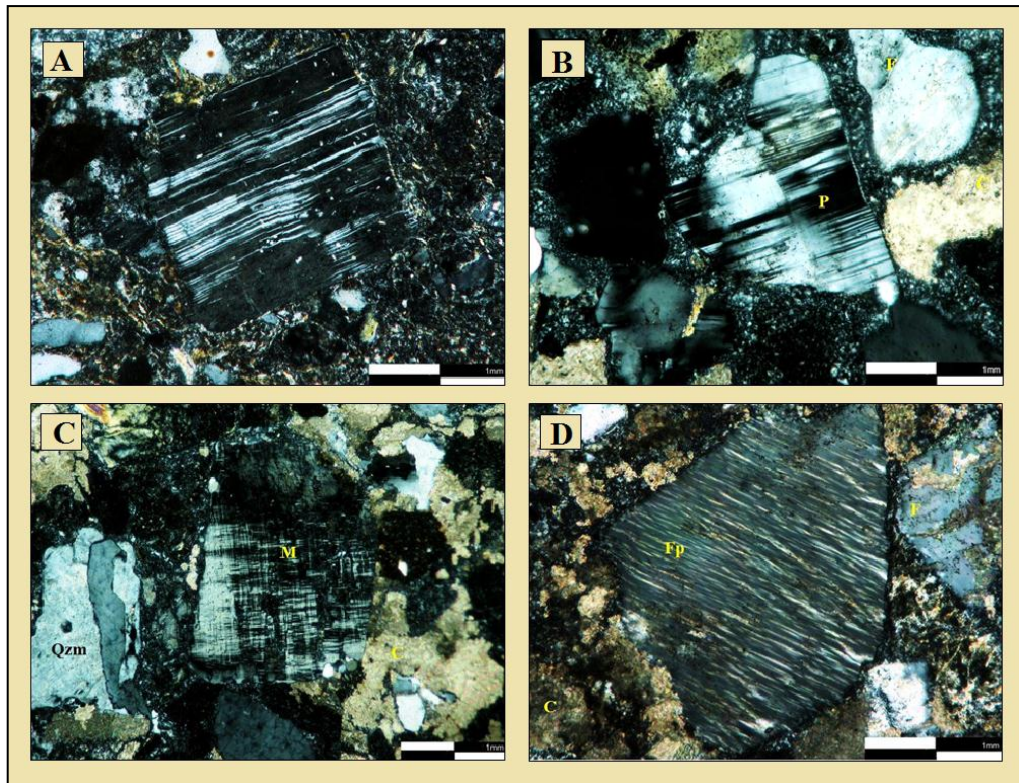


Figura 78. Fotomicrografías en nicoles cruzados: A) Clasto de plagioclasa tipo albita con inclusiones de cuarzos donde la matriz está constituida por pequeños granos detríticos embebidos en una mezcla de arcillas sin diferenciar bajo luz polarizada, objetivo 10x. B) Clasto de plagioclasa con maclado tipo albita en contacto grano-matriz (P), se puede apreciar un clasto de feldespato levemente perítico (F) y cemento de calcita (C), la matriz está constituida principalmente por pequeños granos de cuarzo, objetivo 10x. C) Clasto de microclino con su maclado característico en rejilla (M), clastos de cuarzo monocristalinos de origen metamórfico (Qzm) y cemento de calcita (C), la matriz está constituida por pequeños granos de cuarzo, objetivo 5x. D) Clasto de feldespato con textura perítica (Fp), se puede apreciar un clasto de feldespato reemplazado por calcita (F) y cemento de calcita (C), la matriz está constituida por pequeños granos de cuarzo, Objetivo 10x.

➤ Fragmentos de rocas ígneas

- Clastos de riolítica

Poseen un diámetro aproximado de 2-4 mm, con bordes subredondeados. En general se componen de cristales de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo en una matriz vítrea desvitrificada de grano muy fino.

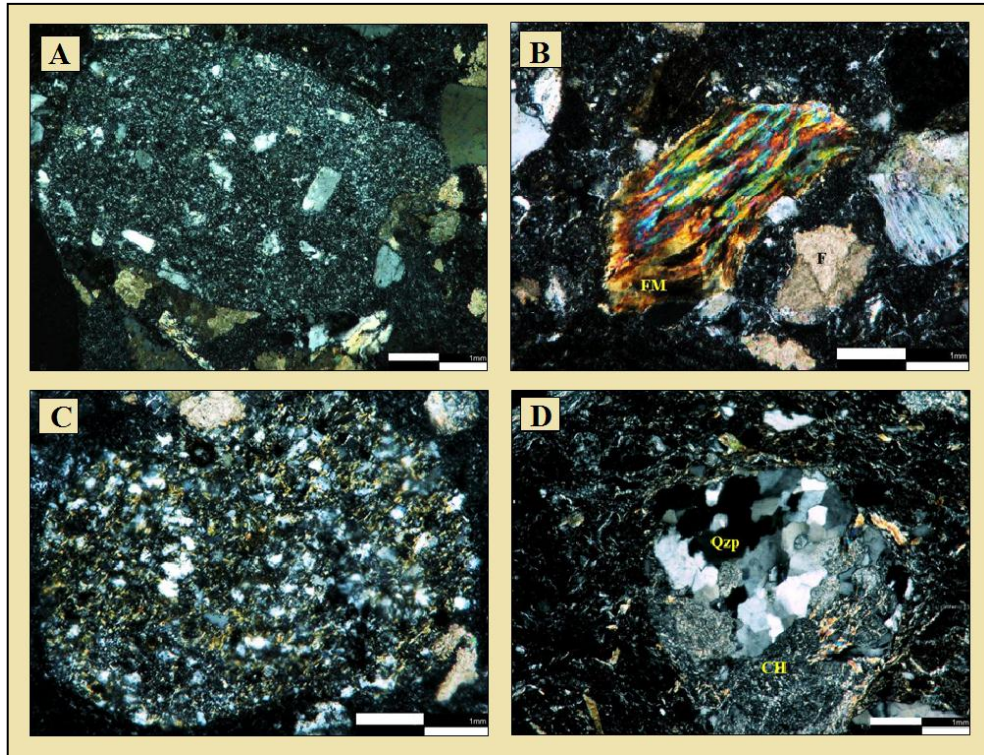


Figura 79. Fotomicrografías en nicols cruzados: A) Clasto de lava o toba riolítica, objetivo 5x. B) Fragmento de filita micácea (FM) y feldespatos (F) reemplazados por calcita, objetivo 10x. C) Clasto de calcedonia radial (vidrio félsico desvitrificado), objetivo 10x. D) Clasto de cuarzo policristalino de origen ígneo (Qzp) en contacto con un clasto de chert (CH) y se puede apreciar micas (muscovita), embebidos en una matriz constituida de pequeños cristales de cuarzos, objetivo 5x.

Para mayor detalle en la descripción petrográfica de las areniscas conglomeráticas de la sección basal de pozo Sol-6 ver el apéndice 2.2.

#### 4.2.4 Grauvacas

Las grauvacas presentan un escogimiento muy pobre, el tamaño de grano varía entre 0,3-2 mm, con un tamaño promedio de 1 mm, con bordes subredondeados a subangulosos y esfericidad baja.

Los contactos entre los granos son principalmente de tipo grano-matriz (75%) en su mayoría, en menor proporción se observan puntual (15%) y longitudinal (10%).

Los componentes mineralógicos principales son los cuarzos, cuarzo monocristalino metamórfico (10%), cuarzo monocristalino ígneo (4%) y cuarzo

volcánico (2%). En segundo lugar se reconocieron feldespatos potásicos (5%) y entre los minerales accesorios frecuentes se encuentran la muscovita (2%), circón (1%) y biotita (1%) (Figura 80).

Las grauvacas presentan una matriz limo arcillosa (67%) constituida principalmente por pequeños agregados microcristalinos de color gris oscuro a negro de cuarzo, feldespatos y sericita.

Para mayor detalle en la descripción petrográfica de las grauvacas de la sección basal de pozo Sol-6 ver el apéndice 2.3.

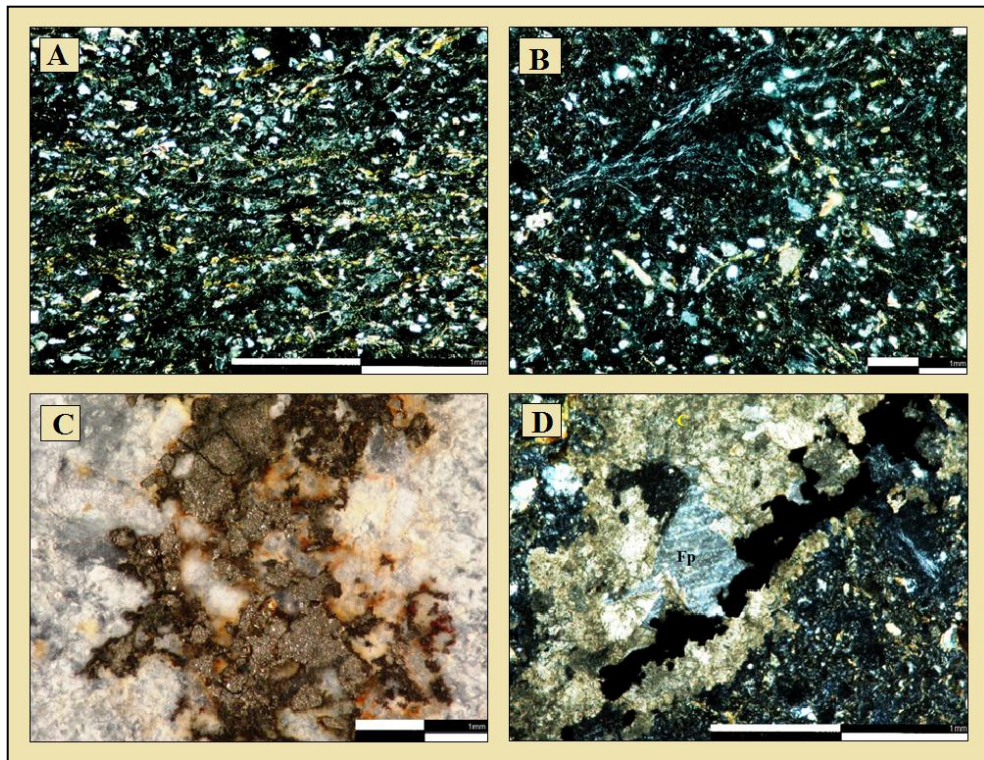


Figura 80. Fotomicrografías en nicoles cruzados: A) Matriz constituida por granos pequeños de cuarzo, feldespatos y micas. Se aprecia una textura de flujo, objetivo 5x. B) Matriz constituida por granos pequeños de cuarzo, feldespatos y micas presentando una textura de flujo, objetivo 5x. C) Granos de pirita. Luz directa, objetivo 10x. D) Clasto de feldespato perítico desarrollando reemplazo de calcita (Fp), en contacto con cemento de calcita (C) y una matriz constituida por pequeños granos de cuarzos, micas y circones, objetivo 2.5x.

#### 4.2.5 Granito

El granitoide cuarzoso constituye parte de la mineralogía de una muestra correspondiente de conglomerado arenoso (18296'6''), los clastos presentan un escogimiento de pobre a moderado, el tamaño de grano varía entre 2-6 mm, con un tamaño promedio de 3 mm, con bordes redondeados a subredondeados y esfericidad baja.

Los contactos entre los granos son principalmente de tipo grano-matriz (60%) en su mayoría, en menor proporción se observan grano-cemento (20%) puntual (10%), longitudinal, (5%) y cóncavo-convexo (5%).

El componente mineralógico principal es el cuarzo monocristalino ígneo (38%), cuarzo policristalino ígneo (26%). En segundo lugar se reconocieron feldespatos potásicos y plagioclasas (25%). Los minerales accesorios frecuentes son muscovita (5%), circón (3%), biotita (3%).

El granito presenta una matriz constituida principalmente por pequeños granos de cuarzo, plagioclasa y feldespatos (20%).

A continuación se mencionan con detalle los distintos tipos de clastos observados:

➤ Cuarzos (Figura 81)

Es el mineral más abundante con porcentajes que varían entre 30-80%, se encuentran representados por cuarzos ígneos y metamórficos en sus variedades monocristalinos y policristalinos.

- Cuarzos monocristalinos

El cuarzo monocristalino es el más abundante con porcentajes entre 5-75%, donde los cuarzos de origen ígneo son los más característicos con porcentajes entre 4-55%, presentando un extinción nula o total y un diámetro entre 2-5 mm con bordes subredondeados.

Los cuarzos de origen metamórfico se encuentran con porcentajes entre 5-15%, mostrando una extinción ondulatoria y un diámetro variado entre 2-4 mm con bordes subredondeados a subangulares.

- Cuarzos policristalinos

El cuarzo policristalino se ubica en segundo lugar con una proporción considerable con unos porcentajes entre 5-40%, los cuales están representados por cuarzos policristalinos de origen ígneo plutónico, estos fueron los más abundantes con porcentajes entre 3-20% presentando una extinción nula o total.

Los cuarzos monocristalinos de origen metamórfico se ubicaron con porcentajes entre 2-8% con una extinción ligeramente ondulatoria hasta bien definida, los diámetros de los clastos de cuarzo monocristalinos varían entre 2-5 mm y sus bordes se muestran subredondeados.

- Feldespatos (Figura 81)

Dentro del grupo de los feldespatos se observaron clastos de feldespato potásico plagioclasas y microclino.

Los feldespatos potásicos se encuentran entre un 5-20%, los diámetros de los granos varían entre 2-4 mm con bordes subredondeados. Las plagioclasas se ubican entre 5-15%, los diámetros de los granos varían entre 1-4 mm con bordes subredondeados, los clasto presentan alteración a sericita. El microclino se encuentra en una baja proporción con un 3%, los diámetros de los granos varían entre 1-3 mm con bordes subredondeados.

Para mayor detalle en la descripción petrográfica del granitoide cuarzoso de la sección basal de pozo Sol-6 ver el apéndice 2.4.

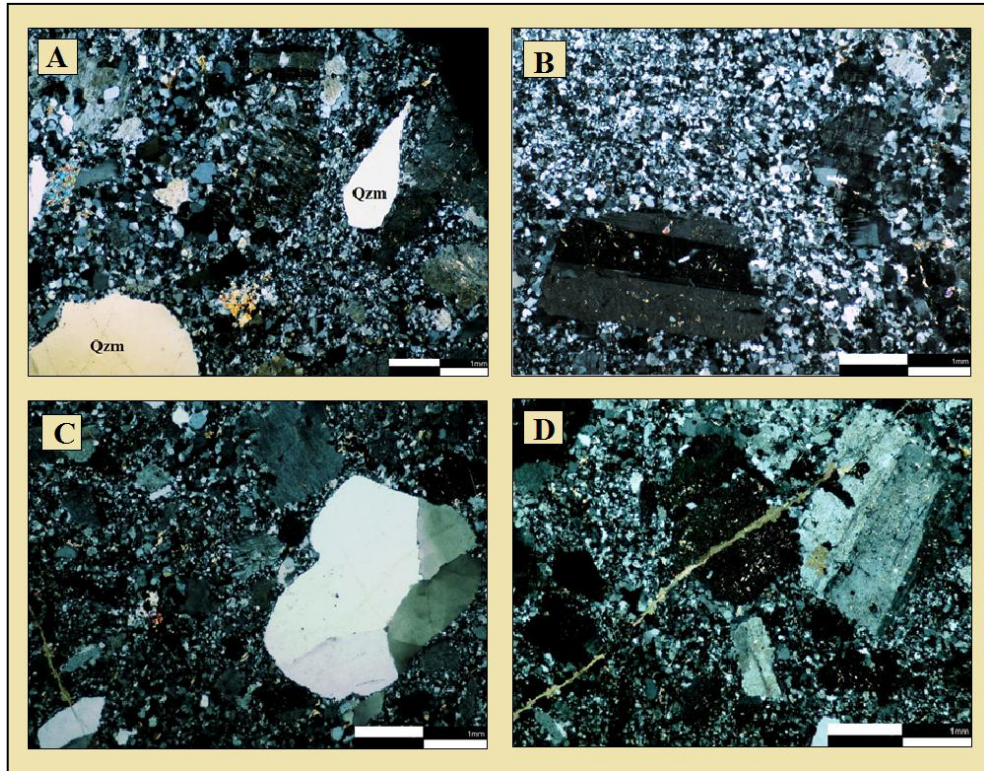


Figura 81. Fotomicrografías en nicóles cruzados: Granitoide cuarzo. A) Clastos cuarzos monocristalinos de origen ígneo (Qzm), en una matriz constituida por granos pequeños granos de cuarzo, feldespatos, plagioclasas y micas, objetivo 5x. B) Clastos de plagioclasa tipo albita con inclusiones de granos de cuarzos alteando a arcillas y pequeños circones, en una matriz constituida por clastos microcristalinos de cuarzo, feldespatos y micas, objetivo 10x. C) Clastos de cuarzos policristalinos de origen ígneo, feldespatos (ortosa y microclino) y plagioclasas tipo albita en una matriz constituida por granos pequeños granos de cuarzo, feldespatos y micas, objetivo 10x. D) Plagioclasa tipo albita en una matriz constituida por granos pequeños de cuarzo, feldespatos y micas. Se puede apreciar una fractura rellena de material carbonático, objetivo 10x.

#### 4.2.6 Circones

Los circones se encuentran como mineral accesorio en una proporción de 2%, el tamaño de grano varía entre 1-4 mm, con un tamaño promedio de 2 mm, con bordes subredondeados y rectos de habito prismático. El contacto de grano predominante es de tipo grano-matriz, los circones suelen encontrarse como inclusión en clastos de cuarzo (textura poiquilítica).

En general, los circones estudiados son prismáticos o con bordes piramidales y subhedrales, la birrefringencia es típica del tercer orden y algunos presentan fracturas. La morfología de los clastos indica un posible origen ígneo y metamórfico, muestran una zonación oscilatoria, característico de los circones de origen ígneos, sin embargo algunos presentan borde sin zonación, los cuales suelen interpretarse como de origen metamórfico (Figura 82).

Para mayor detalle en la descripción petrográfica del granitoide cuarzoso de la sección basal de pozo Sol-6 ver el apéndice 2.5.

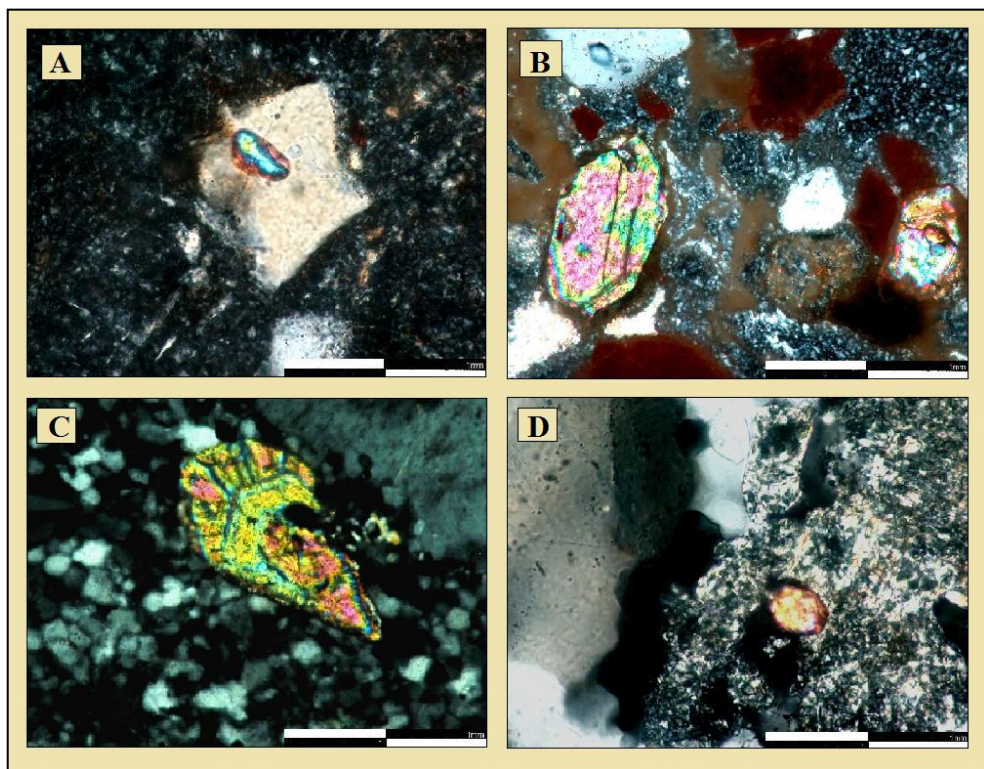


Figura 82. Fotomicrografías en nicoles cruzados y objetivo 20x: A) Cristal de circón como inclusión en un clasto de cuarzo. Profundidad: 18267'2''. B) Cristal de circón. Nicoles cruzados. Profundidad: 18282'8''. C) Cristal de circón. Nicoles cruzados. Profundidad: 18296'6''. D) Cristal de circón. Nicoles cruzados. Profundidad: 18305'8''.

### 4.3 PETROGRAFÍA MODAL Y AMBIENTE TECTÓNICO

#### 4.3.1 Caracterización petrográfica modal

Los análisis de procedencia de los componentes clásticos se realizaron con el fin de interpretar el tipo de ambiente y las características tectónicas de la cuenca donde ocurre el depósito de la que derivan los sedimentos de la sección basal del pozo Sol-6, para el cual se analizaron un total de 46 muestras mediante la petrografía modal en el intervalo comprendido entre 18.256'7''-18.311'4'' correspondiente a la Formación la Quinta. La información adquirida a partir del análisis petrográfico modal se representó en los diagramas ternarios de procedencia tectónica y los datos fueron agrupados según los siguientes parámetros usados en la clasificación de Dickinson y Suczek (1979):

➤ **Diagrama ternario Q-F-L**

Qm: Cuarzo monocristalino

Qp: cuarzo policristalino

Qt: Cuarzo total (Qm+Qp)

F: Total de granos de feldespatos (incluyendo granos monocristalinos)

L: Total de fragmentos líticos inestables (incluyendo granos policristalinos)

$Qt+F+L$ , donde  $Qt = 100Qt / (Qt+F+L)$ ,  $F = 100F / (Qt+F+L)$  y  $L = 100L / (Qt+F+L)$ .

➤ **Diagrama ternario Qm-L-Lt**

Qm: Cuarzo monocristalinos

F: Total de granos de feldespatos (incluyendo granos monocristalinos)

Lt: Total de fragmentos líticos policristalinos, incluyendo cuarzos estables

$Qm+F+Lt$ , donde  $Qm = 100Qm / (Qm+F+Lt)$ ,  $F = 100F / (Qm+F+Lt)$  y  $L = 100L / (Qm+F+Lt)$ .

➤ **Diagrama ternario Qm-P-K**

Qm: Cuarzos monocristalinos

P: Plagioclasas y feldespatos

K: Feldespatos potásicos

$Qm+P+K$ , donde  $Qm = 100Qm / (Qm+P+K)$ ,  $P = 100P / (Qm+P+K)$  y  $K = 100K / (Qm+P+K)$ .

➤ **Diagrama ternario Qp-Lv-Ls**

Qp: Cuarzo policristalino, principalmente Chert

Lv: Total de fragmentos de rocas volcánicas-metavolcánicas

Ls: Fragmentos de rocas sedimentarias y metasedimentarias inestables

$Qp+Lv+Ls$ , donde  $Qp = 100Qp / (Qp+Lv+Ls)$ ,  $Lv = 100Lv / (Qp+Lv+Ls)$  y  $Ls = 100Ls / (Qp+Lv+Ls)$ .

### 4.3.2 Diagrama ternario Q-F-L

En el diagrama ternario Q-F-L (Figura 83) se puede apreciar que las areniscas conglomeráticas de la sección basal del pozo Sol-6 se encuentran asociadas a una posible procedencia de orógenos reciclados, bloques continentales (continental-transicional y basamento levantado) y arco magmático (arco disectado).

Se puede inferir que parte de las fuentes de sedimentos quizás se encuentre dentro de un orógeno de arco activo, donde las areniscas presentan fragmentos líticos volcaniclástico con clastos de cuarzo y feldespatos de origen plutónico.

Los ambientes tectónicos incluyen cinturones de rift, rupturas transformantes de bloques continentales y zonas de tectonismo en el interior de los continentes.

Relieves altos y una rápida erosión aportan areniscas cuarzo feldespáticas de clásico carácter arcósico; mientras que aquellas más líticas reflejan una procedencia de una cubierta sedimentaria o metamórfica. Los arcos magmáticos más maduros y erosionados aportan sedimentos de origen plutónico y volcánico tanto en las cuencas trasarco y antearco.

Los conglomerados arenosos se ubican en un rango de procedencia característico de orógenos reciclados y arco magmático (arco disectado). Los sedimentos pueden provenir de complejos de subducción o cinturones de pliegues y cabalgaduras, donde la mineralogía predominante de estas rocas consta de cuarzo y fragmentos líticos y en menores proporciones se encuentran los feldespatos y fragmentos de rocas volcánicas-metavolcánicas (Figura 84).

Las muestras estudiadas de la sección basal del pozo Sol-6 se encuentran representadas en un 9 % por grauvacas, las cuales muestran una procedencia con tendencia de arco magmático (arco transicional y arco disectado). El aporte de sedimentos se encuentra influenciado por ambientes depositacionales en un marco tectónico de cuencas tipo ante-arco, intra-arco y tras-arco, donde las areniscas (grauvacas) contienen una proporción baja de cuarzos ígneo (Figura 85).

En el diagrama ternario Q-F-L (Figura 86) se puede observar las procedencias de cada una de las muestras estudiadas en la sección basal del pozo Sol-6, donde los sedimentos en su mayoría muestran una fuente de orógenos reciclados con tendencias de bloques continentales (continental transicional y basamento levantado) y arco magmático (arco disectado y arco transicional).

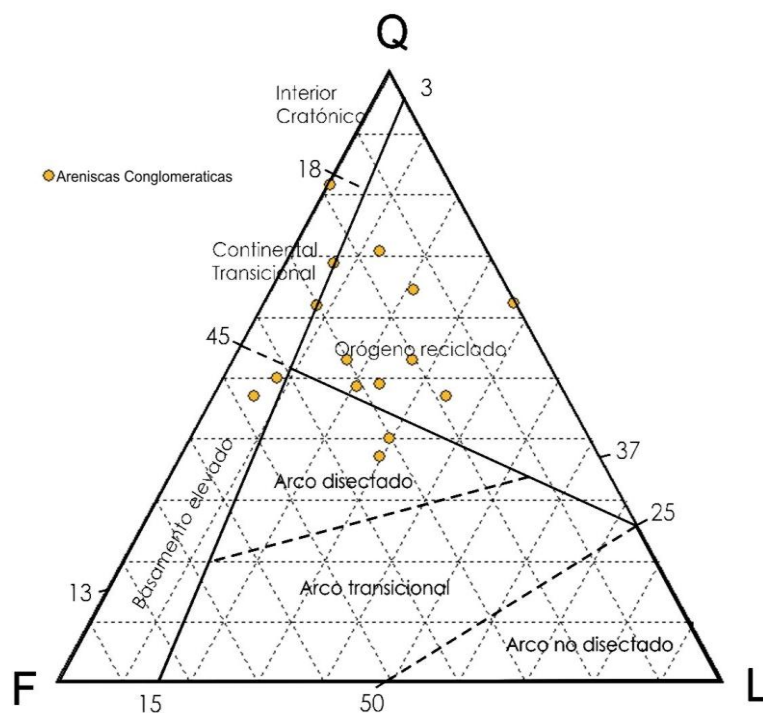


Figura 83. Diagrama ternario Q-L-F propuestos por Dickinson *et al.* (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de las areniscas conglomeráticas de la sección basal del pozo Sol-6.

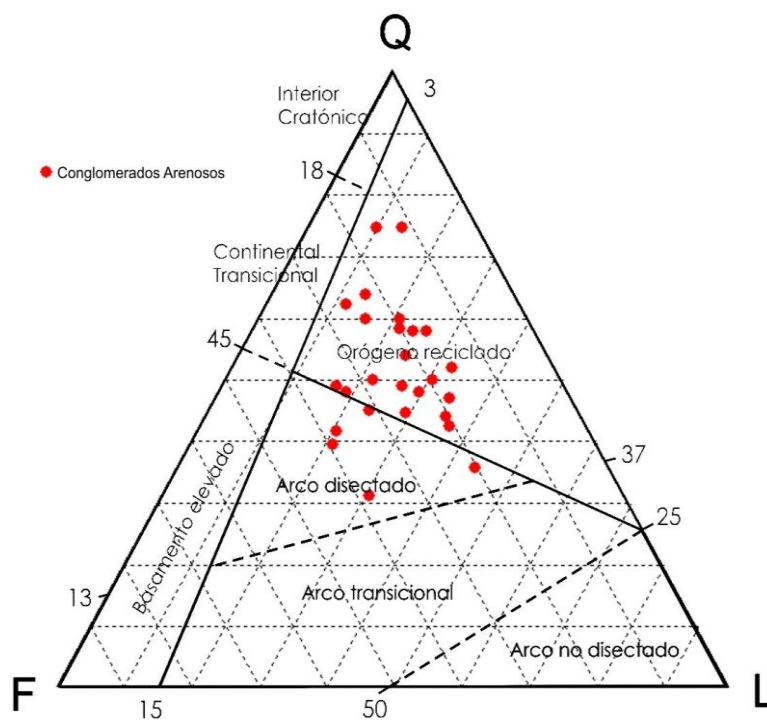


Figura 84. Diagrama ternario Q-L-F propuestos por Dickinson *et al.* (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de los conglomerados arenosos de la sección basal del pozo Sol-6.

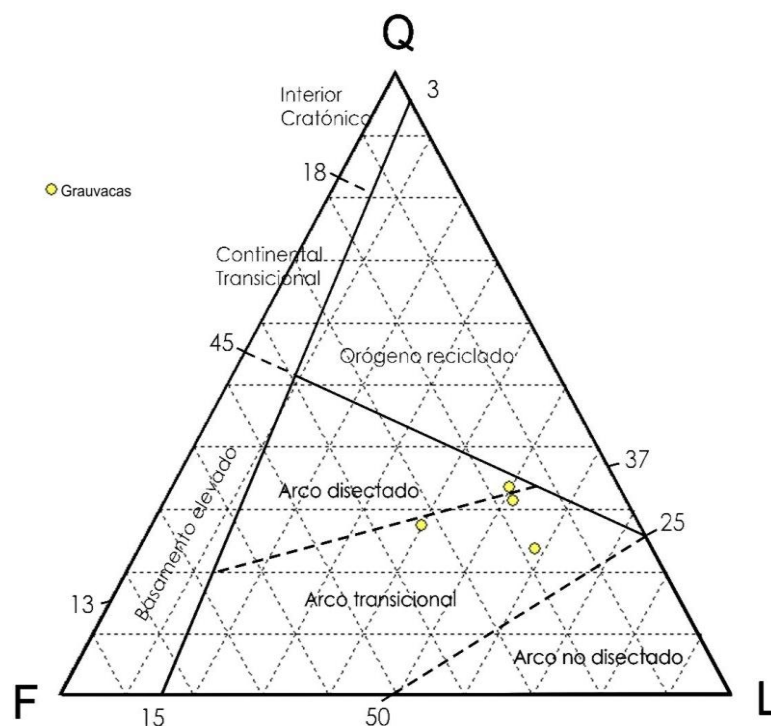


Figura 85. Diagrama ternario Q-L-F propuestos por Dickinson *et al.* (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de las grauvacas de la sección basal del pozo Sol-6.

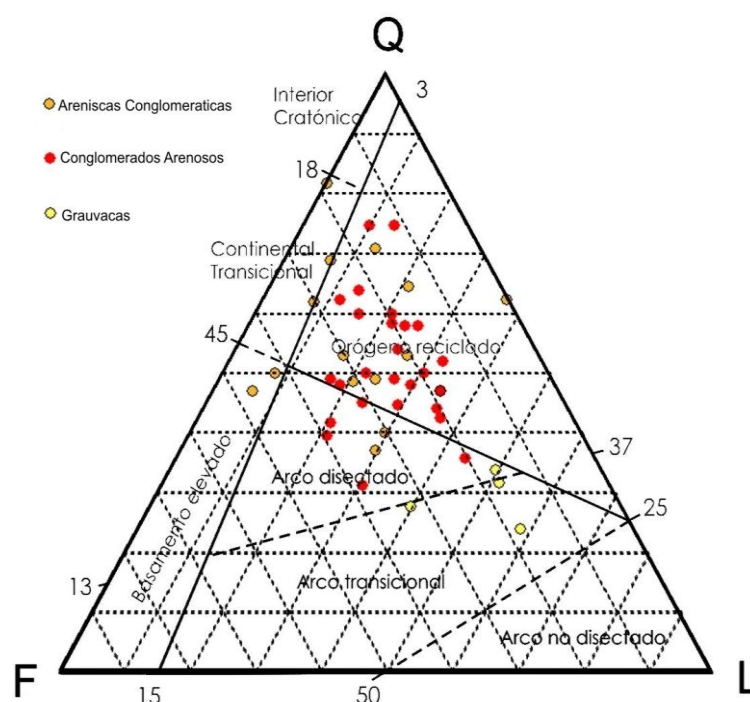


Figura 86. Diagrama ternario Q-L-F propuestos por Dickinson *et al.* (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de los distintos tipos de rocas estudiadas en la sección basal del pozo Sol-6.

### 4.3.3 Diagrama ternario Qm-F-Lt

En el diagrama ternario (Figura 87) se aprecia la tendencia de la procedencia de las areniscas conglomeráticas de la sección basal del pozo Sol-6, indicando un posible origen de arco magmático mezclado con influencia de arco disectado, arco transicional y de orógeno reciclado. La fuente de los sedimentos puede derivar de cuencas tipo tras-arco y ante-arco, con una mineralogía representada por fragmentos líticos volcánoclasticos y feldespatos.

Los conglomerados arenosos de la sección basal del pozo Sol-6 muestran una posible procedencia de tendencias variables con aporte de sedimentos en fuentes de arco magmático mezclado y bloque continental (basamento levantado y continental transicional) influenciado con orógenos reciclados (cuarzosos y transicional) y arco disectado. Se puede inferir varios ambientes tectónicos entre cinturones de rift incipientes, complejos de subducción y cuencas tipo tras-arco y ante-arco, debido a la relación entre los clasto de cuarzo y feldespatos, ya que estos definen la tendencia de arco magmático de mezcla y orógenos reciclados en relación a la baja proporción de fragmentos líticos (Figura 88).

Las grauvacas de la sección basal del pozo Sol-6 como se muestra en la figura 89, presentan una posible procedencia de arco transicional y orógeno reciclado (lítico). Los sedimentos posiblemente fueron depositados en un marco tectónico de cuencas tipo tras-arco, intra-arco y tras-arco, con un contenido mineralógico bajo en clastos de cuarzo.

En el diagrama ternario Qm-F-Lt (Figura 90) se puede observar las procedencias de cada una de las muestras estudiadas en la sección basal del pozo Sol-6, donde los sedimentos en su mayoría muestran una fuente mixta entre arco magmático mezclado, bloque continental (basamento levantado y continental transicional), arco disectado, arco transicional y orógenos reciclados (cuarzosos, transicional y líticos).

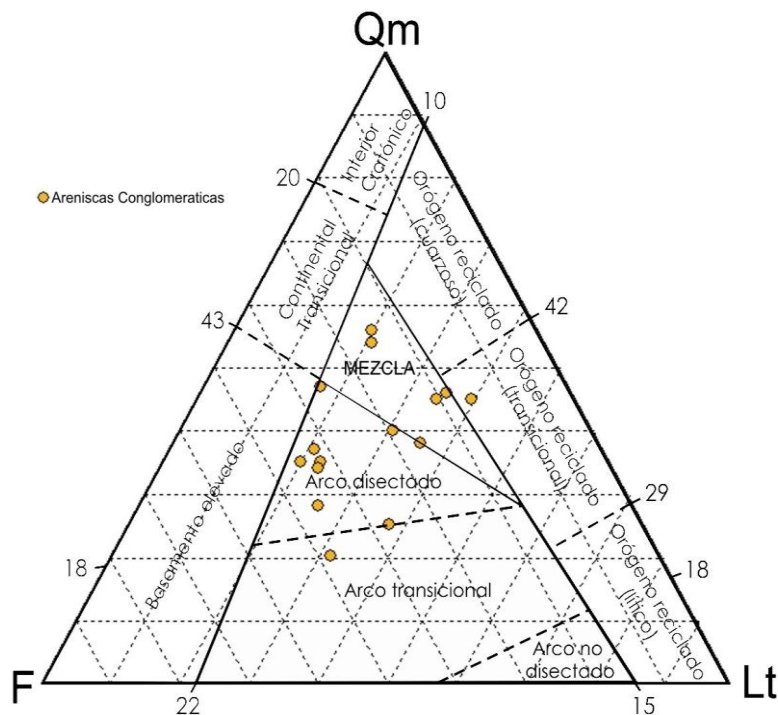


Figura 87. Diagrama ternario Qm-L-Lt propuestos por Dickinson *et al.* (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de las areniscas conglomeráticas de la sección basal del pozo Sol-6.

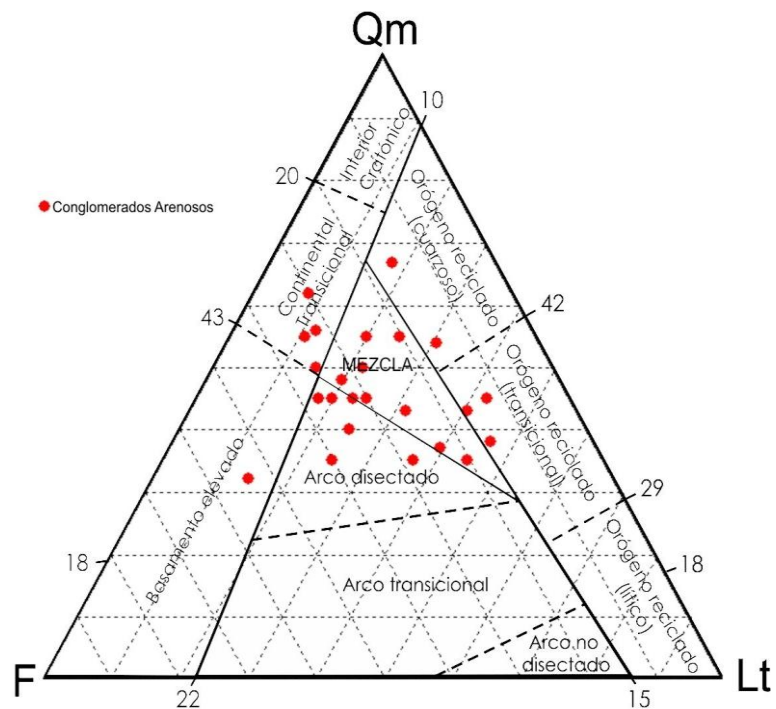


Figura 88. Diagrama ternario Qm-L-Lt propuestos por Dickinson *et al.* (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de los conglomerados arenosos de la sección basal del pozo Sol-6.

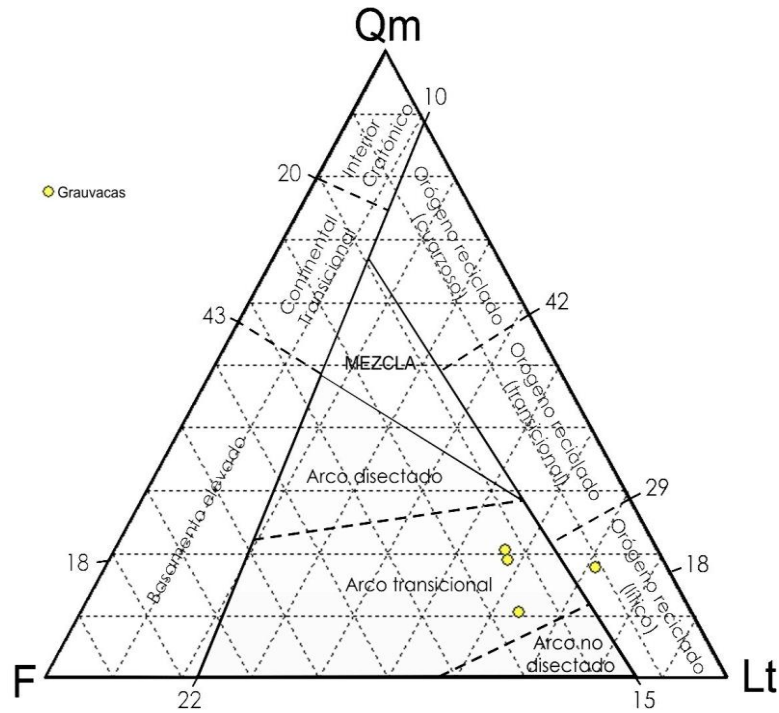


Figura 89. Diagrama ternario Qm-L-Lt propuestos por Dickinson *et al.* (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de las grauvacas de la sección basal del pozo Sol-6.

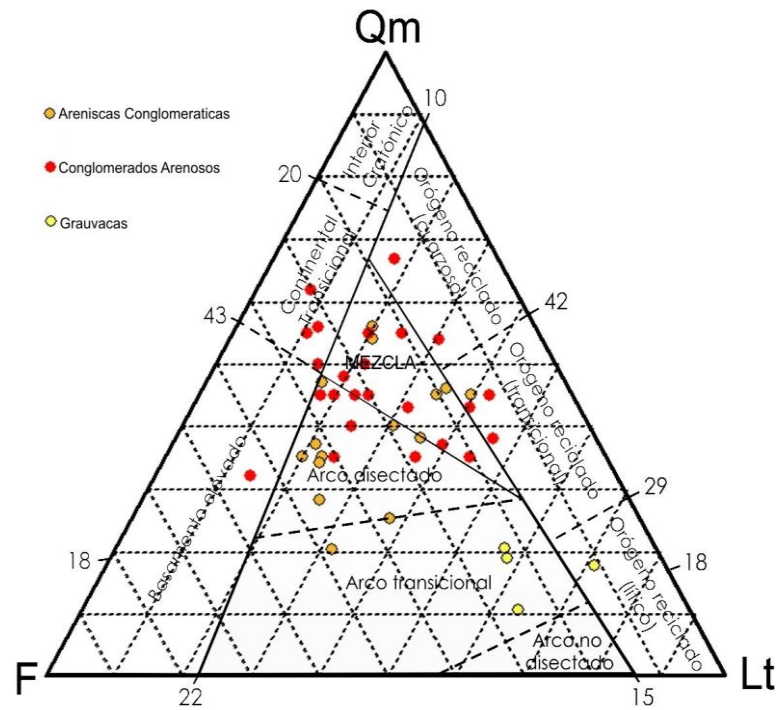


Figura 90. Diagrama ternario Qm-L-Lt propuestos por Dickinson *et al.* (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de los distintos tipos de rocas estudiadas en la sección basal del pozo Sol-6.

#### 4.3.4 Diagrama ternario Qm-P-K

En los diagramas Qm-P-K las areniscas conglomeráticas (Figura 91), los conglomerados arenosos (Figura 92) y las grauvacas (Figura 93), muestran un alto grado de madurez química en los granos, debido alto contenido de cuarzos estables predominando sobre los clastos inestables (plagioclasas, feldespatos y feldespatos potásicos) relación con los componentes plutónicos y volcánicos, permitiendo deducir un posible ambiente tectónico en bloques continentales o reciclados a través de plegamientos orogénicos. En el diagrama ternario Qm-P-K (Figura 94) se puede observar cada una de las muestras estudiadas en la sección basal del pozo Sol-6.

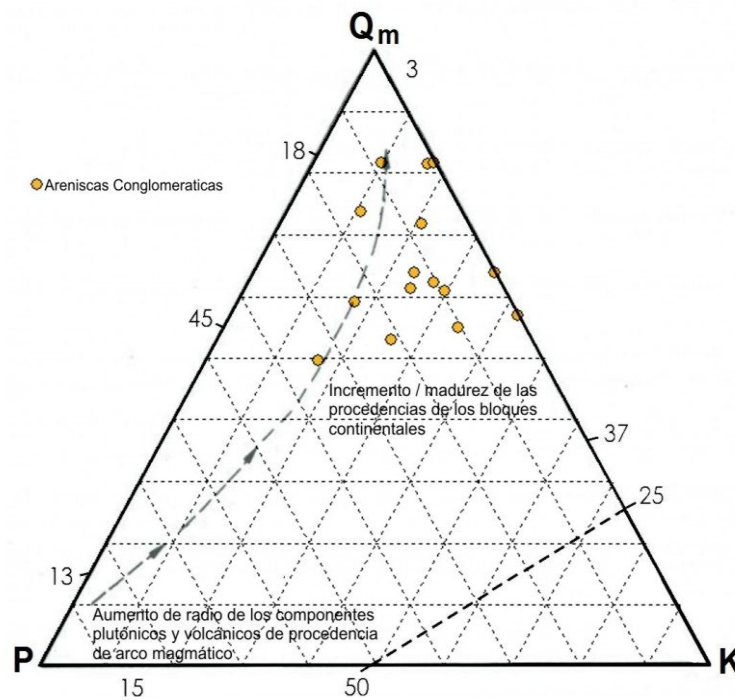


Figura 91. Diagrama ternario Qm-P-K propuestos por Dickinson *et al.* (1979) que muestran la tendencia de la procedencia de las areniscas conglomeráticas de la sección basal del pozo Sol-6.

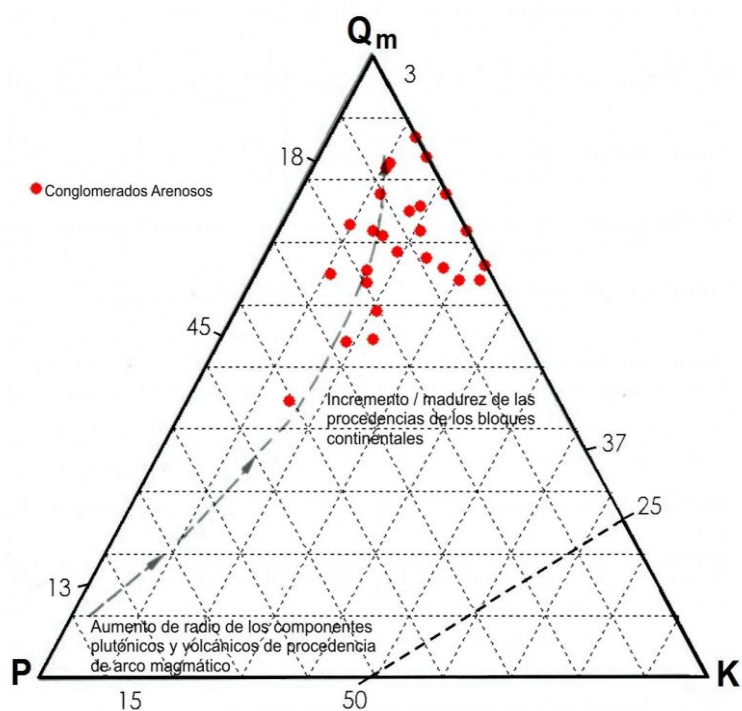


Figura 92. Diagrama ternario Qm-P-K propuestos por Dickinson *et al.* (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de los conglomerados arenosos de la sección basal del pozo Sol-6.

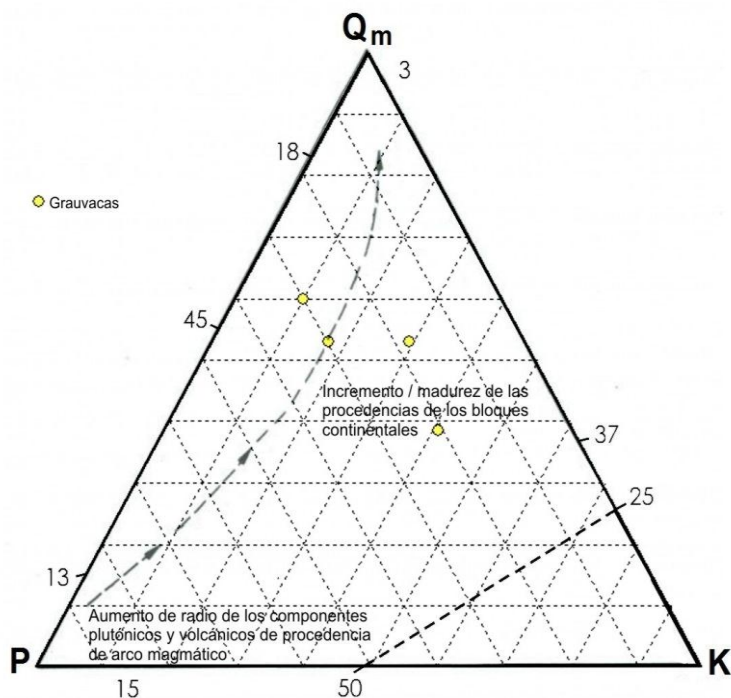


Figura 93. Diagrama ternario Qm-P-K propuestos por Dickinson *et al.* (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de las grauvacas de la sección basal del pozo Sol-6.

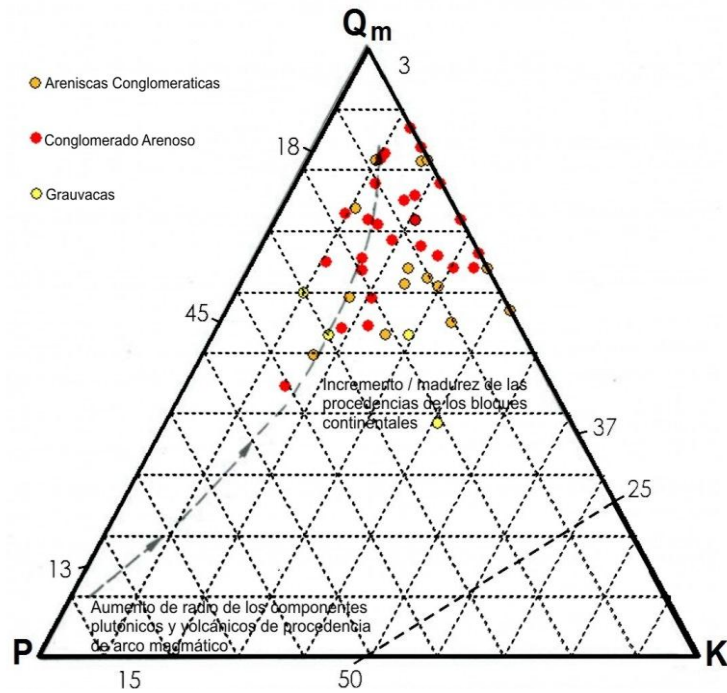


Figura 94. Diagrama ternario Qm-P-K propuestos por Dickinson *et al.* (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de los distintos tipos de rocas estudiadas en la sección basal del pozo Sol-6.

#### 4.3.5 Diagrama ternario Qp-Lv-Ls

Las areniscas conglomeráticas representadas en el diagrama ternario Qp-Lv-Ls (Figura 95) tienen una tendencia mixta en cuanto a su procedencia mostrando dos posibles fuentes para los sedimentos ubicados en un ambiente tectónico de subducción compleja y colisión de orógenos (napas o capas de corrimiento). La composición de los clastos representan un aporte significativo de fragmentos de rocas sedimentarias y metasedimentarias inestables y fragmentos volcánico-clásticos.

En el diagrama ternario Qp-Lv-Ls (Figura 96) se observan las procedencias de los conglomerados arenosos con dos fuentes para los sedimentos de la sección basal del pozo Sol-6, definiendo como posibles ambientes tectónicos: subducción compleja y arco de los orógenos, con una tendencia de menor proporción en colisión de orógenos, con aportes de sedimentos de origen plutónico y volcánico.

En el diagrama Qp-Lv-Ls (Figura 97) se puede observar que la procedencia de las grauvacas se ubica en fuentes donde los sedimentos se originan en ambientes tectónicos de subducción compleja, donde los sedimentos están compuestos por

una alta proporción de material sedimentario reciclado representado por clastos de cuarzo con pocos fragmentos de rocas sedimentarias y de rocas volcánicas-metavolcánicas.

En el diagrama ternario Qp-Lv-Ls (Figura 98) se representa la tendencia de la procedencia de los distintos tipos de rocas estudiadas en la sección basal del pozo Sol-6, lográndose distinguir los ambientes tectónicos de subducción compleja, colisión de orógenos (napas o capas de corrimientos) y arco de los orógenos.

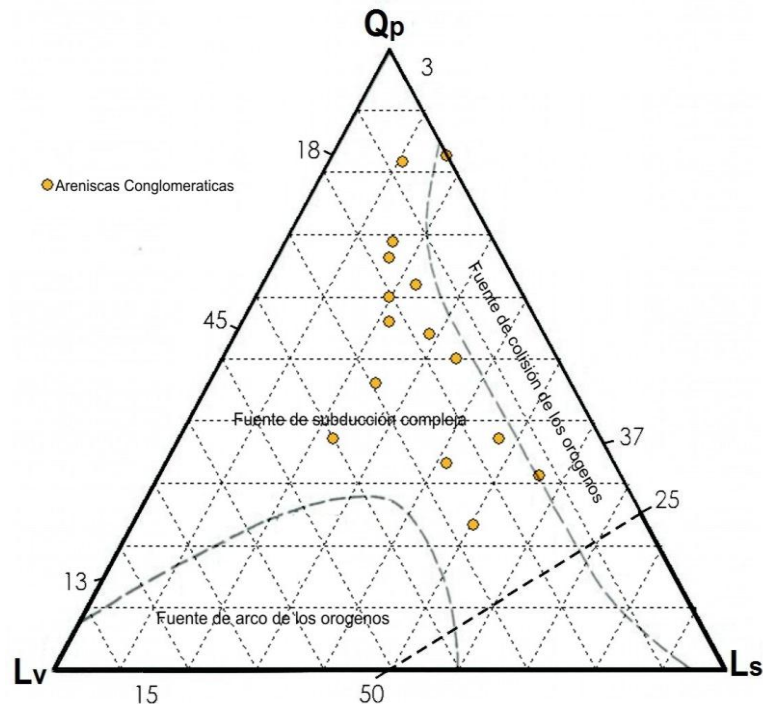


Figura 95. Diagrama ternario Qp-Lv-Ls propuestos por Dickinson *et al.* (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de las areniscas conglomeráticas de la sección basal del pozo Sol-6.

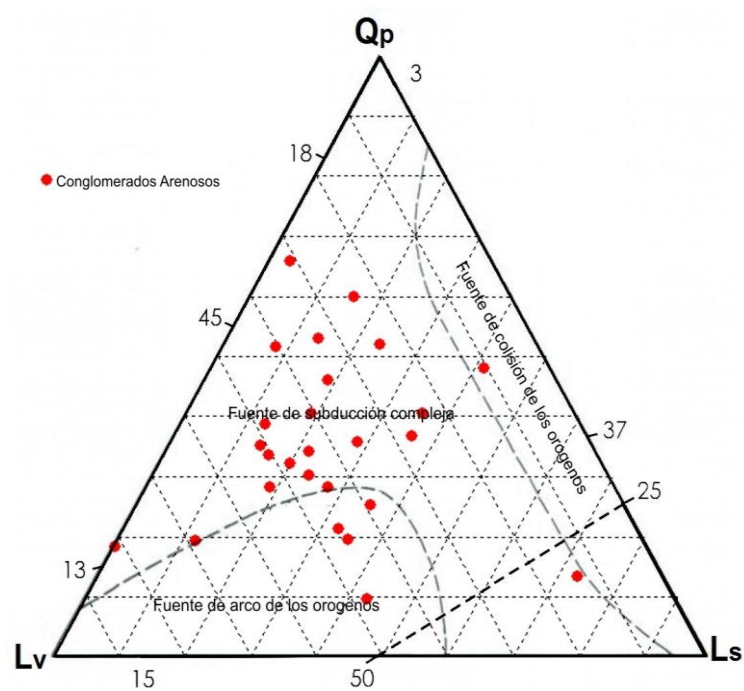


Figura 96. Diagrama ternario Qp-Lv-Ls propuestos por Dickinson *et al.* (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de los conglomerados arenosos de la sección basal del pozo Sol-6.

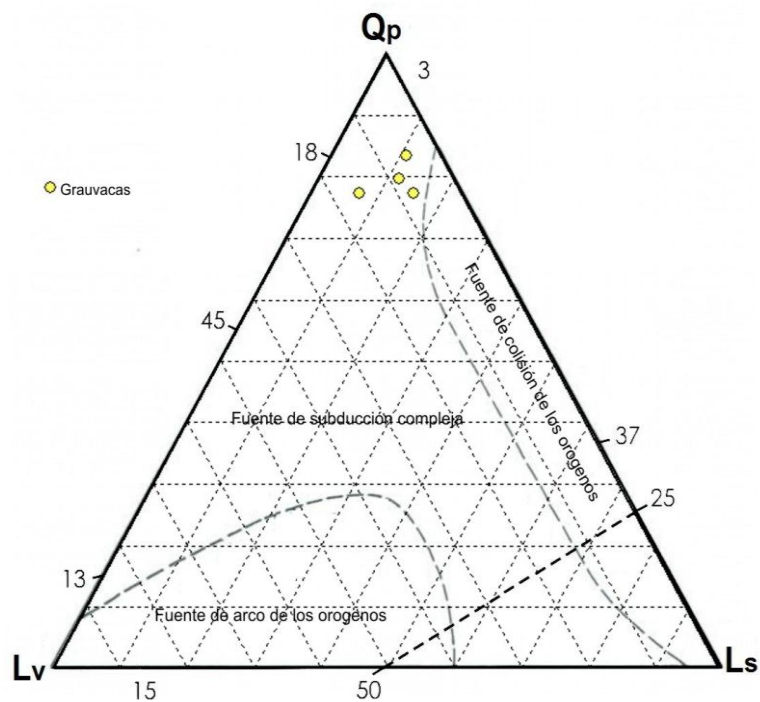


Figura 97. Diagrama ternario Qp-Lv-Ls propuestos por Dickinson *et al.* (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de las grauwacas de la sección basal del pozo Sol-6.

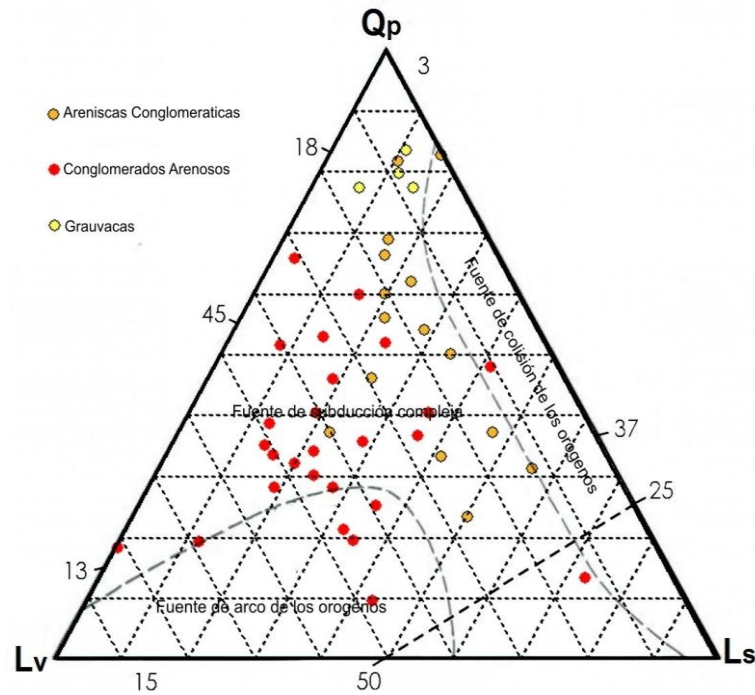


Figura 98. Diagrama ternario Qp-Lv-Ls propuestos por Dickinson *et al.* (1979) donde muestra la tendencia de la procedencia de los distintos tipos de rocas estudiadas en la sección basal del pozo Sol-6.

## 4.4 GEOQUÍMICA Y AMBIENTE TECTÓNICO

### 4.4.1 Caracterización geoquímica

Los datos obtenidos mediante el análisis geoquímico de elementos mayoritarios y elementos trazas de los clásticos de la sección basal del pozo Sol-6 (18.256'7''-18.311'4'') se graficaron en los diagramas de discriminación para ambientes tectónicos en rocas sedimentarias según las clasificaciones de Bhatia (1983), Roser *et al.* (1986) y Roser y Korsch (1988). Adicionalmente se realizó el diagrama de ambientes tectónicos según Pearce *et al.* (1984) y el diagrama de índice de discriminación de ACNK vs ANK (índice de saturación de alúmina) de Manniar Y Piccoli (1989). En la tabla 6 se listan las composiciones químicas de elementos mayoritarios y elementos traza abarcados en el estudio geoquímico, las muestras analizadas comprenden tres tipos de rocas: conglomerados arenosos (CA), areniscas conglomeráticas (AC) y grauvacas (G).

Tabla 6. Concentraciones de elementos mayoritarios y elementos traza de los sedimentos de la sección basal del pozo Sol-6

Results quantitative - MET-QUIMIOEST.				Límites de cuantificación de la curva																					
Number of results selected: 50				0.20%	0.15%	0.50%	0.10%	0.10%	50.0ppm	0.05%	0.50%	50.0ppm	2.0ppm	5.0ppm	2.0ppm	10.0ppm	1.0ppm	15.0ppm	10.0ppm	5.0ppm	50.0ppm	5.0ppm	50.0ppm		
Sample name (1-20)	Sum	Result type	SiO2	Al2O3	Fe2O3	TiO2	CaO	K2O	MgO	MnO	P2O5	Na2O	Zr	Sc	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Ba	
Profundidad	Litología	of conc. (%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(ppm)	(%)	(%)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	
182567"	CA	86.207	Concentration	64.88	12.76	1.7	0.233	1.54	2.633	0.516	57.8	0.09	1.618	361.7	2.6	12.8	4	<10	7.3	42.7	<10	86.6	97.2	17.5	1658.2
182588"	CA	85.653	Concentration	66.3	12.71	<	0.19	2.49	2.729	0.153	155.2	0.081	1.256	267.7	2.3	12.1	<	<10	4.8	33.2	<10	111	113.4	19.4	2415.8
182597"	CA	88.619	Concentration	67.91	12.68	<	0.183	3.53	2.922	0.122	362.3	0.079	1.431	178.1	2.4	18.5	<	<10	0.7	32.1	<10	118.5	97.8	19.8	2056.3
182617"	CA	86.498	Concentration	66.74	12.09	<	0.289	3.59	2.734	0.171	396	0.109	1.215	108.1	3.4	10.6	<	<10	2.4	23	<10	124.3	88.1	17.8	1263.2
182618"	CA	89.708	Concentration	67.38	12.41	<	0.16	5.15	2.668	0.091	598.6	0.06	1.663	155.6	4.6	18.7	<	<10	3.8	31.3	<10	110.5	90.6	20	2180.2
182619"	AC	87.112	Concentration	65.3	12.16	3.01	0.662	0.57	3.626	0.962	<	0.128	0.532	263.7	5	17.4	9.9	<10	8.3	44.4	<10	127.9	158.4	12.5	978.6
182646"	AC	89.495	Concentration	63.31	12.53	6.04	0.643	0.976	3.71	1.623	98.5	0.11	0.41	216.3	10.5	18.8	19.6	<10	19	48.2	<10	110.8	152	18.2	670.5
182649"	AC	86.32	Concentration	65.19	11.59	2.93	0.729	0.502	3.573	1.113	<	0.098	0.497	320	6	18.4	11.8	<10	11.1	40.9	<10	123.8	130.2	20.3	350.7
182672"	AC	89.328	Concentration	67.23	12.18	3.56	0.451	0.555	3.393	1.223	<	0.09	0.528	181.7	4.6	11.9	11.1	<10	11.7	57.4	<10	111.8	101	17.7	702.7
182674"	AC	89.135	Concentration	67.88	12.52	1.27	0.424	3.116	2.454	0.559	240.6	0.098	0.7	124.9	4.8	14.3	3	<10	6.3	37.5	<10	114	78	18.9	523.7
18270"	AC	86.754	Concentration	57.19	12.66	1.41	0.254	11.889	1.18	1.004	1756.3	0.078	0.841	<	13.9	8.9	3.9	<10	2.5	36.8	<10	66.7	93	15.4	546.2
182708"	AC	87.818	Concentration	67.98	11.91	0.8	0.4	2.529	2.851	0.609	167.9	0.089	0.536	113.4	4	10.5	3.2	<10	3.5	41.5	<11	133.4	81.7	18.3	460.2
182723"	AC	83.877	Concentration	63.71	11.46	1.82	0.46	1.42	3.325	1.009	61.1	0.135	0.445	153.8	2.8	8.2	8.6	<10	9.1	50.9	<10	135	121.4	21.9	441.2
18273"	AC	84.901	Concentration	66.05	11.58	1.07	0.398	1.62	2.902	0.694	66.1	0.128	0.316	145.3	4	9.2	5.1	<10	4.9	50.7	<10	137.5	139.2	19.8	783.5
18274"	AC	87.184	Concentration	65.89	12.06	2.59	0.513	1.081	3.394	0.956	25.5	0.128	0.434	171.7	4.1	11.6	8.4	<10	10.1	57.6	<10	142.4	126.3	20.3	765.5
182762"	AC	85.793	Concentration	61.37	12.66	0.7	0.229	7.276	1.915	0.592	934.1	0.08	0.769	56.9	8.2	8.8	2.2	<10	2	41.1	<10	91.9	86.2	15.8	866.8
182765"	CA	88.935	Concentration	64.87	12.68	1.148	0.264	5.699	2.397	0.618	659.5	0.082	0.945	76.7	7.4	10.2	2.8	<10	3	49.4	<10	90.6	94.7	15.5	1364
182778"	AC	85.987	Concentration	63.05	12.34	1.33	0.293	4.49	2.624	0.767	478.3	0.102	0.776	58.6	5.7	8.3	4.7	<10	2.9	72	<10	94.1	102.3	15.3	1232.7
1827811"	CA	88.619	Concentration	66.59	12.72	0.41	0.331	3.844	2.438	0.318	287.7	0.099	1.54	125.8	4.1	13.6	1.1	<10	3.7	42.5	<10	92.7	127.3	15.4	2620.7
1827911"	CA	87.413	Concentration	64.54	12.73	0.69	0.2	4.549	2.462	0.44	423.7	0.085	1.287	286.6	5.1	12.2	2	<10	0.4	48.6	<10	90.1	143.9	17.4	3159.6
182808"	CA	87.346	Concentration	64.12	12.72	0.93	0.435	4.836	2.057	0.445	482.3	0.113	1.248	271.3	6.6	17	2.2	<10	3.5	52.5	<10	80.5	151	17.1	3304.1
182828"	CA	89.08	Concentration	68.95	12.63	0.19	0.372	2.888	2.794	0.255	187.8	0.106	0.812	137	3	13.7	0.5	<10	3.5	33.1	<10	111.4	84.2	16.6	299.9
18283"	G	80.907	Concentration	61.89	10.78	2.18	0.665	0.689	2.879	1.395	29.1	0.118	0.225	248.5	6.4	9	13.6	20	7	72.5	<10	115.7	133.4	23.9	179.8
182842"	G	87.645	Concentration	65.82	11.55	3.37	0.563	1.057	3.282	1.461	69.3	0.118	0.32	190.6	6.6	11.2	13.3	19	11.9	91.8	<10	117.3	136.7	21.5	227.5
182869"	G	80.483	Concentration	49.35	12.44	0.49	0.142	15.842	0.118	1.558	3153.3	0.085	0.12	<	13.5	4.1	2.3	<10	<	28.4	<10	23	144.7	20.9	44.1
18291"	G	88.785	Concentration	61.5	12.49	0.66	0.214	11.758	0.617	1.128	1921.1	0.076	0.135	<	11.2	7.6	1.7	<10	1.3	27.9	<10	47	113.9	18.7	<
18291.11	-	80.678	Concentration	64.88	10.2	0.21	0.587	1.154	2.557	0.536	14.1	0.127	0.262	213.2	3.2	8.1	4.1	<10	7.1	290.1	<10	152.5	120.7	21.9	717.6
18293"	AC	86.01	Concentration	67.9	11.8	0.35	0.463	1.794	2.678	0.417	59.4	0.157	0.355	134.2	3.1	12	2.2	<10	4.7	137	<10	145.6	183.6	18.6	238.5
1829311"	AC	87.807	Concentration	67.57	11.96	0.82	0.439	2.594	3.089	0.549	173.8	0.156	0.508	134	3.6	11.5	3.2	20	4.8	42.5	<10	157.1	166.3	19.6	503.5
182942"	CA	89.703	Concentration	66.82	12.71	0.99	0.303	3.989	2.706	0.441	347.5	0.112	1.478	140.9	4.8	16.5	2.3	<10	5.9	39	<10	87.2	109.2	15.5	722.6
182969"	CA	88.586	Concentration	65.76	12.51	0.72	0.282	4.997	2.733	0.449	505.5	0.1	0.839	98.4	5.5	13.9	2.1	<10	26.7	42.7	<10	89	107	16.6	1058.2
182973"	CA	85.678	Concentration	67.1	11.87	<	0.365	2.77	2.872	0.275	188.1	0.096	0.715	136.4	3.1	9.4	0.7	19	2.4	26.6	<10	139	80.1	18.4	318.8
18298	-	84.969	Concentration	64	11.6	2.37	0.512	1.265	3.694	1.006	76.4	0.109	0.314	165	5.8	11.7	9.9	<10	17.8	48.4	<10	147.2	136.2	17.3	299.4
18299"	AC	84.962	Concentration	64.03	12.51	0.52	0.327	3.708	2.416	0.366	364.3	0.117	0.828	220.3	5.9	14	2.3	<10	5.3	42.1	<10	88.3	84.2	17.9	592.3
183006"	CA	82.235	Concentration	62.09	12.16	0.67	0.412	2.136	3.224	0.402	110.9	0.194	0.744	987.9	3.7	12.5	3.6	<10	8.9	40.4	<10	93.9	189.3	30.8	486.8
1830010	CA	84.992	Concentration	63.86	12.71	1.02	0.311	2.515	2.531	0.396	166.9	0.128	1.161	786.9	4	15.2	3.2	<10	10.7	50.6	<10	86	147.4	24.5	2245.5
18302"	CA	87.466	Concentration	65.36	12.65	0.65	0.224	4.232	2.715	0.391	385.3	0.102	0.92	331	4.1	9.8	2	<10	6.5	37.8	<10	94.2	108.2	20.8	1181.8
183037"	CA	78.162	Concentration	60.47	10.7	0.64	0.523	1.516	2.714	0.652	78.1	0.123	0.672	233.7	5.7	9.8	6.6	<10	7.7	53.7	<10	111.5	100.1	19	734.1
183047"	CA	85.49	Concentration	63.75	12.57	1.37	0.296	3.27	2.745	0.566	308.7	0.124	0.68	107.3	6.1	10	4.3	<10	6.7	45	<10	98.3	122.6	15	455.2
183058"	CA	85.933	Concentration	63.76	12.31	2.15	0.706	2.462	2.692	0.689	168.4	0.138	0.884	208.4	6	32.8	7.1	<10	9.7	51.7	<10	105.4	106.6	17.9	698.2
18306"	CA	86.639	Concentration	65.8	12.76	0.53	0.373	2.26	2.886	0.257	106.2	0.122	1.399	1001.7	3.1	18.6	1.6	<10	18.9	40.6	<10	109.1	97.6	25.7	1179.5
183068"	CA	85.08	Concentration	62.96	12.38	1.9	0.464	2.321	3.315	0.707	170.4	0.111	0.809	198.6	4.3	13.9	6.7	17	13.2	82.7	<10	99.4	97.1	15.7	405.3
18308"	CA	88.487	Concentration	66	12.71	1.45	0.278	2.962	3.291	0.48	221.9	0.083	1.027	269.5	4.2	16.9	3.2	<10	5.8	52.5	<10	108.9	85.7	19.1	1322.5
183089"	CA	84.156	Concentration	63.13	12.66	1.16	0.424	2.45	2.63	0.454	173.9	0.105	0.81	238.3	4.7	17.4	3.6	<10	9	73.3	<10	105.7	125.1	16.8	2621.4
183109"	CA	87.644	Concentration	63.4	12.68	1.72	0.242	4.979	2.907	0.644	542.7	0.09	0.812	304.4	6.6	9.4	4.5	<10	8.8	50.9	<10	89.9	91.8	19.6	665.2
183112"	CA	86.469	Concentration	63.65	12.63	0.26	0.235	6.39	2.052	0.368	674.7	0.097	0.634	12.4	5.6	10.2	1.2	<10	5	30.8	<10	95.8	88.7	15.4	659.3

#### 4.4.2 Geoquímica de elementos mayoritarios (ver tabla 6)

El contenido de  $\text{SiO}_2$  en las muestras analizadas se mantiene en concentraciones constantes de 63-67% sin mostrar variaciones. La mayor proporción de silicio se debe al alto contenido de cuarzo en los sedimentos de la sección basal del pozo Sol-6. Los porcentajes de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  son constantes entre 10-12%. El contenido de alúmina indica la afluencia terrígena durante la sedimentación de los clastos.

El  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  se encuentra en una proporción entre 0.1-6%. La presencia de hierro en los clastos está controlada por la procedencia y su fuente de aporte durante los diferentes procesos durante la formación de los sedimentos. Sin embargo un factor que implica la presencia de hierro precede a la intensidad y tiempo del intemperismo en el material fuente antes de ocurrir el depósito de los sedimentos en la cuenca. La concentración de  $\text{TiO}_2$  se ubica de 0.1-0.7%, el bajo contenido presente en las muestras hace referencia al poco contenido o ausencia de minerales pesados en una proporción considerada.

Los valores de  $\text{CaO}$  varían en un rango de entre 1-15%. El alto contenido de carbonato de calcio en las muestras de grauvacas y areniscas conglomeráticas se debe a la posible precipitación de calcita. La disminución del contenido de  $\text{CaO}$  y el incremento en el contenido de  $\text{SiO}_2$  implica un posible aumento en los granos detríticos y una disminución de las plagioclasas de la roca fuente. El  $\text{K}_2\text{O}$  se encuentra entre 1-3%. El contenido de óxido de potasio en las muestras se relaciona con el alto contenido de feldespatos potásicos.

Los porcentajes de  $\text{MgO}$  se establecen entre 0.1-1%, pero el enriquecimiento del  $\text{MgO}$  se observa particularmente en las grauvacas y algunas areniscas conglomeráticas; esto puede ser producto de la precipitación de calcita. Los valores de  $\text{MnO}$  son muy bajos en las muestras, están representadas entre 25-3150 ppm. La concentración de los valores de  $\text{MnO}$  en los sedimentos sugiere que en las diferentes muestras pueden estar relacionadas con el aporte de precipitación de calcita en condiciones oxidantes debido a su baja concentración.

El  $P_2O_5$  representa valores entre 0-0.1%, en general, la proporción de fósforo es muy baja indicando fuentes continentales y marinas. El  $Na_2O$  muestra una proporción entre 0-1%, la presencia de óxido de sodio en las muestras es debido a la presencia de plagioclasas rica en Na y de feldespatos alcalinos en los sedimentos.

#### 4.4.3 Geoquímica de elementos traza (ver tabla 6)

El Zr (58-1000 ppm) y Y (15-30 ppm) representan valores muy bajos, estos reflejan elementos hospedados como fases accesorias, tales como el circón en las muestras estudiadas. Se observa una variación apreciable en el contenido de Cr que va desde 4-32 ppm, la baja concentración de Cr indica una posible procedencia félsica (granito y roca tipo gneis) con una posible tendencia máfica. El Cu se ubica entre 0-26 ppm, el enriquecimiento de Cu es debido probablemente a la mezcla de clastos provenientes de diferentes rocas fuentes. Las concentraciones de Co (1-19 ppm) y Sc (2-13 ppm) en las muestras estudiadas presentan una relación menor en comparación con los otros elementos traza: Rb (86-147 ppm), Sr (78-189 ppm) y Ba (44-3300 ppm).

#### 4.5 DIAGRAMAS DISCRIMINANTES Y AMBIENTE TECTÓNICO

El diagrama (a) de discriminación para ambientes tectónicos de Bhatia (1983) en rocas sedimentarias representa en cada uno de sus ejes los siguientes parámetros:

- **Función discriminante 1:**  $-0.447 SiO_2 - 0.972 TiO_2 + 0.008 Al_2O_3 - 0.267 Fe_2O_3 + 0.208 FeO - 3.082 MnO + 0.140 MgO + 0.195 CaO + 0.719 Na_2O - 0.032 K_2O + 7.510 P_2O_5 + 0.303$
- **Función discriminante 2:**  $-0.421 SiO_2 + 1.998 TiO_2 - 0.526 Al_2O_3 - 0.551 Fe_2O_3 - 1.610 FeO + 2.720 MnO + 0.881 MgO - 0.907 CaO - 0.177 Na_2O - 1.840 K_2O + 7.244 P_2O_5 + 43.57$

Se puede observar que el material clástico se ubica dentro una procedencia de arco de isla oceánica con una baja tendencia de margen pasivo.

Los sedimentos se caracterizan por tener dos posibles fuentes, una representada por sedimentos volcanogénicos derivados de arcos de islas oceánicas depositados en posibles cuencas tipo ante-arco, intra-arco, tras-arco; y por sedimentos ricos en cuarzo depositados en placas interiores de márgenes continentales estables o cuencas intracratónicas (Figura 99).

El diagrama binario de discriminación para ambientes tectónicos que muestra la relación:  $TiO_2$  vs  $Fe_2O_3 + MgO$  (Figura 100), establece como posible fuente de procedencia para los sedimentos de la sección basal del pozo Sol-6 un margen pasivo-continental activo con una baja tendencia de arco continental. Los clastos tienden a presentar una madurez mineralógica debido al alto contenido de cuarzo, estos sedimentos posiblemente fueron derivados de áreas continentales estables y depositados en sitios alejados de límites tectónicos activos posiblemente con presencia de materiales originados en arcos magmáticos (cuencas intra-arco, ante-arco o post-arco).

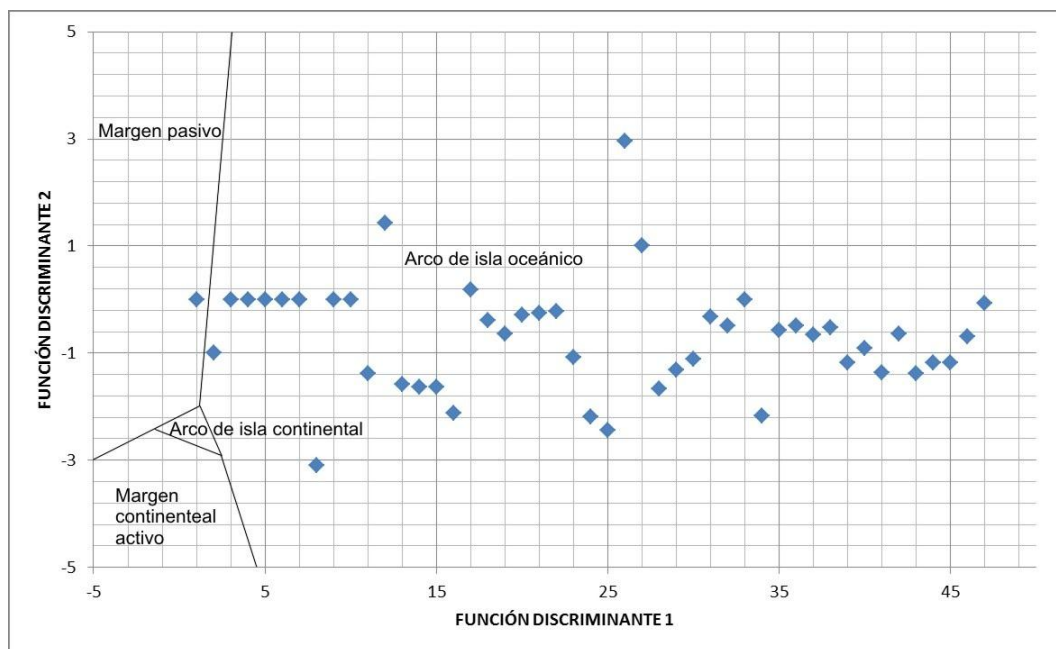


Figura 99. Diagrama (a) de discriminación para ambiente tectónico en rocas sedimentarias de Bhatia (1983).

En el diagrama de discriminación para ambientes tectónicos de relación  $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2$  vs  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ , se representa como posibles fuentes de procedencia arco continental y margen continental activo.

Las rocas se caracterizan por ser volcanoclásticas y feldespatolíticas con relaciones altas en contenido de plagioclasas y feldespatos potásico con presencia de fragmentos volcánicos-metavolcánicos y fragmentos de rocas sedimentarias y metasedimentarias inestables (Figura 101).

La procedencia de los sedimentos de la sección basal del pozo Sol-6 en el diagrama para ambientes tectónicos de relación  $\log (\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$  vs  $\text{Si}_2\text{O}$  de Roser y Korsch (1986) los clastos se ubican en dos posibles fuentes: arco de islas y margen continental activo. Los sedimentos contienen un alto contenido en cuarzos, feldespatos potásicos y plagioclasas, con influencia de detritos originados en arcos magmáticos de margen continental en cuencas tipo intra-arco, ante-arco y tras-arco (Figura 102).

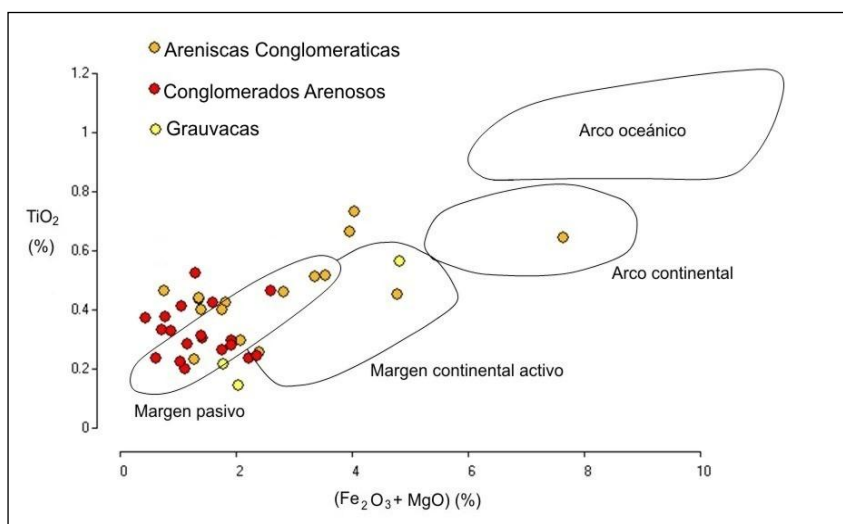


Figura 100. Diagrama de discriminación para ambientes tectónicos donde se puede observar la distribución de las diferentes litologías de la sección basal del pozo Sol-6 en un margen pasivo-continental activo con tendencia de arco continental como posibles fuentes de los sedimentos. Bhatia (1983).

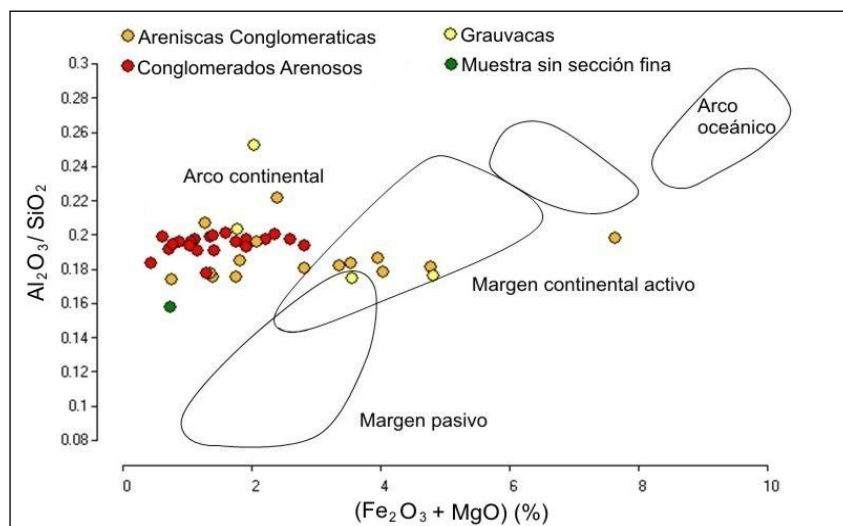


Figura 101. Diagrama de discriminación para ambientes tectónicos donde se puede observar la distribución de las diferentes litologías de la sección basal del pozo Sol-6 en arco continental y margen continental activo como posibles fuentes de los sedimentos. Bhatia (1983).

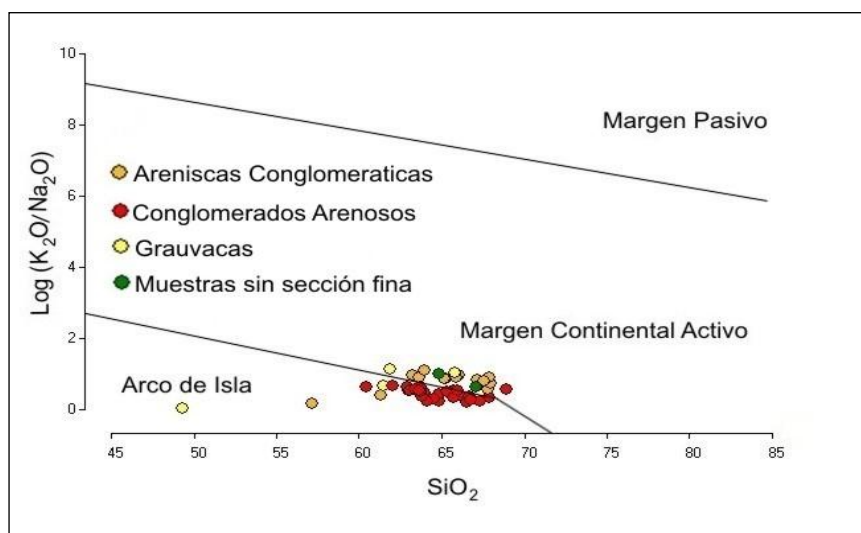


Figura 102. Diagrama de discriminación para ambientes tectónicos donde se puede observar la distribución de las diferentes litologías de la sección basal del pozo Sol-6 en arco de isla y margen continental activo como posibles fuentes de los sedimentos. Roser y Korsch (1986).

En el diagrama (b) de discriminación para ambientes tectónicos de Roser y Korsch (1986) representa en cada uno de sus ejes los siguientes parámetros (Figura 103):

- **Función discriminante 1:**  $- 1.773 \text{ TiO}_2 + 0.607 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.76\text{Fe}_2\text{O}_3 - 1.5 \text{ MgO} + 0.616 \text{ CaO} + 0.509 \text{ Na}_2\text{O} - 1.224 \text{ K}_2\text{O} - 9.09$
- **Función discriminante 2:**  $0.445 \text{ TiO}_2 + 0.07 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.25 \text{ Fe}_2\text{O}_3 - 1.142 \text{ MgO} + 0.438 \text{ CaO} + 1.475 \text{ Na}_2\text{O} + 1.426 \text{ K}_2\text{O} - 6.861$

Los clastos se ubican en dos rangos de procedencia: rocas ígneas máficas y rocas ígneas intermedias.

En el diagrama (c) de discriminación para ambientes tectónicos de Roser y Korsch (1986) representa en cada uno de sus ejes los siguientes parámetros (Figura 104):

- **Función discriminante 1:**  $30.638 \text{ TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3 - 12.541 \text{ Fe}_2\text{O}_3 / \text{Al}_2\text{O}_3 + 7.329 \text{ MgO} / \text{Al}_2\text{O}_3 + 12.031 \text{ Na}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 + 35.405 \text{ K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 - 6.382$
- **Función discriminante 2:**  $56.500 \text{ TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3 - 10.879 \text{ Fe}_2\text{O}_3 / \text{Al}_2\text{O}_3 + 30.875 \text{ MgO} / \text{Al}_2\text{O}_3 - 5.404 \text{ Na}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 + 11.112 \text{ K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 - 3.89$

La fuente de aporte de los sedimentos se encuentran en dos procedencias: rocas cuarzosas sedimentarias y rocas ígneas félsicas.

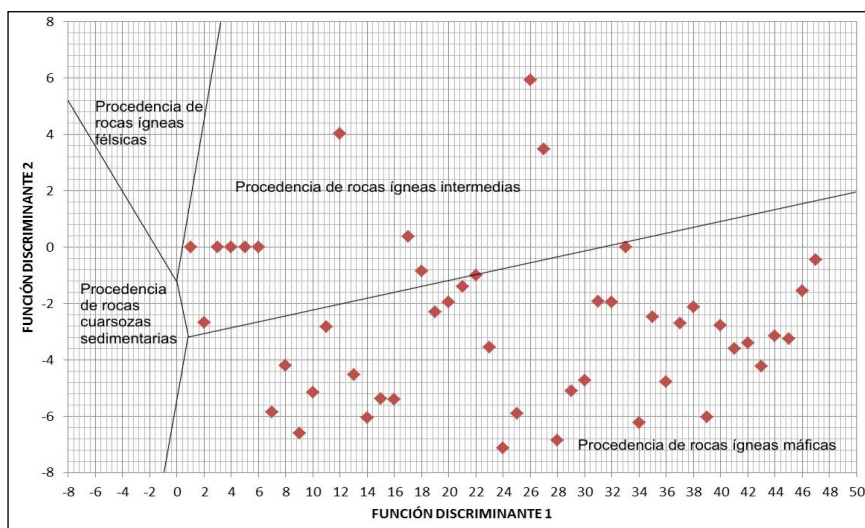


Figura 103. Diagrama (b) de discriminación para ambientes tectónicos de Roser y Korsch (1986).

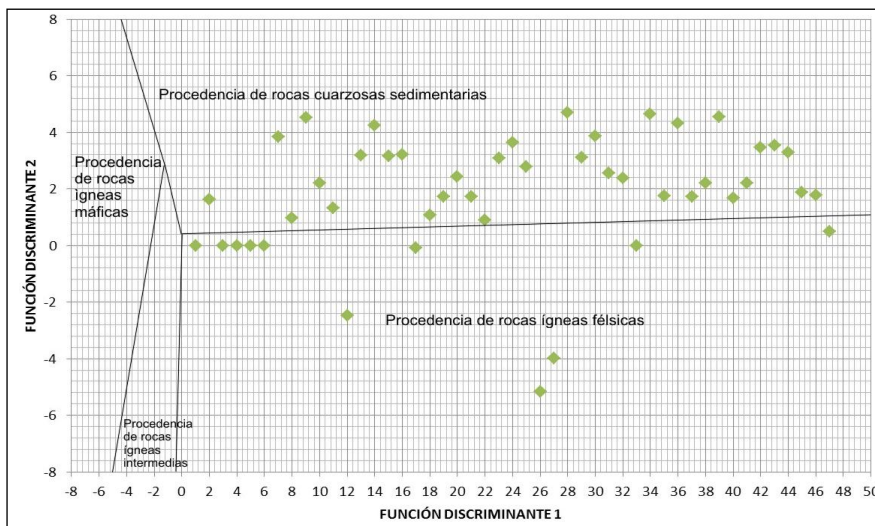


Figura 104. Diagrama (c) de discriminación para ambientes tectónicos de Roser y Korsch (1986).

Los sedimentos de la sección basal del pozo Sol-6 se relacionan con posibles cuerpos graníticos de origen sedimentario del tipo-S producto de la fusión parcial de rocas sedimentarias en un ambiente de arco continental, con una tendencia entre metaluminosos a ligeramente peraluminosos posiblemente producto de la fusión parcial de rocas máficas, con predominio de protolitos pelíticos que proveen grandes cantidades de  $Al_2O_3$  representados por minerales ricos en aluminio (Figuras 105 y 106).

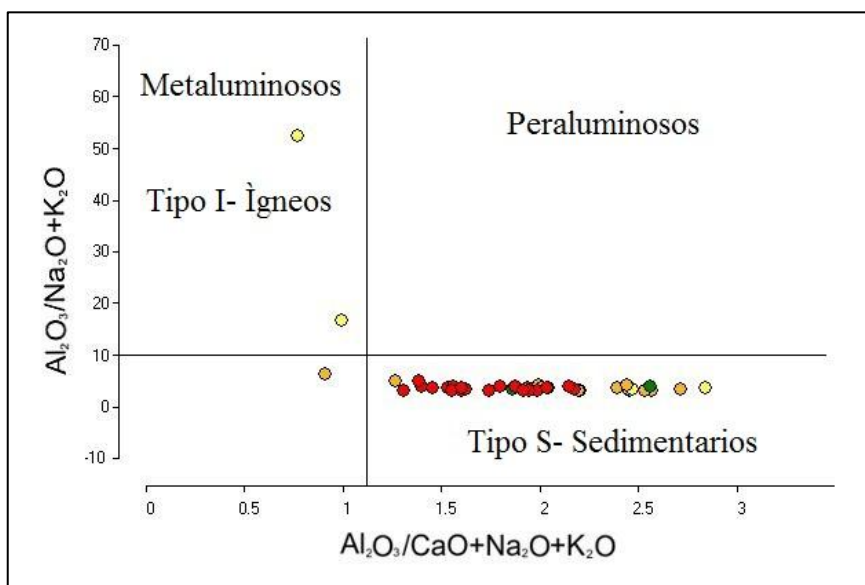


Figura 105. Diagrama de índice de discriminación de ACNK vs ANK. (Manniar y Piccoli, 1989).

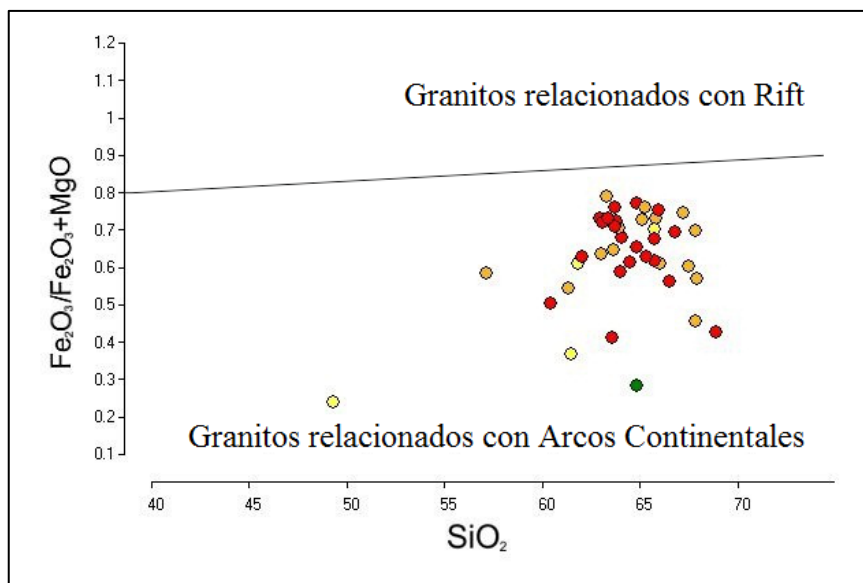


Figura 106. Diagrama de ambientes tectónicos. Tomado de Pearce *et al.* (1984).

## CAPÍTULO V

### CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

#### CONCLUSIONES

La integración de los análisis sedimentológicos, petrográficos y geoquímicos en los sedimentos siliciclásticos de la sección basal del pozo Sol-6 permitieron estudiar la procedencia del área fuente y los ambientes tectónicos asociados a la zona de aporte.

- ❖ La descripción macroscópica del núcleo Sol-6 se encuentra definida por tres facies sedimentarias:
- **Facies de areniscas conglomeráticas (Ac):** de color marrón, gris y rojizo con clastos de cuarzo, feldespatos, micas y chert de granulometría media-muy gruesa, con porosidad intergranular e impregnación de hidrocarburo leve-moderada hacia el tope (Fm. Río Negro). Los granos son subredondeados a subangulares con tamaños entre 0.5-10.5 mm con de clastos de hasta 1.5 cm, de escogimiento pobre-moderado, se observan fracturas rellenas de material carbonático en algunos intervalos, sin estructuras sedimentarias visibles (aspecto masivo).
- **Facies limosa (L):** de color gris y rojizo con clastos de cuarzo, feldespatos y chert subredondeados a subangulares de granulometría muy gruesa con tamaños de granos entre 0.5-4 mm moderadamente a pobremente escogidos, se observan fracturas rellenas de material carbonático.
- **Facies de conglomerados arenosos (Ca):** de color gris y rojizo constituidos por clastos de cuarzo, feldespatos, micas y chert pobremente escogidos con tamaños de granos entre 0.37-15 mm subredondeados a subangulares de granulometría media-muy gruesa, se observan fracturas rellenas de material carbonático y pirita, sin estructuras sedimentarias visibles (aspecto masivo).

- ❖ A través del análisis petrográfico visual realizado en las 46 secciones delgadas del pozo Sol-6 se obtuvo la clasificación de las muestras en tres grupos litológicos:
- **Conglomerados arenosos:** se identificaron como paraconglomerados (petromícticos y polimícticos) con una matriz limo arcillosa constituida por granos detríticos embebidos en una mezcla de arcillas (sin diferenciar bajo luz polarizada) de escogimiento pobre a muy pobre, con tamaños de granos entre 2-10 mm, la mineralogía consiste en cuarzos policristalinos y monocristalinos metamórficos e ígneos y cuarzos volcánicos, fragmentos de chert, feldespatos potásicos, plagioclasas, fragmentos de roca (ígneo, sedimentario y metamórfico) y minerales accesorios (muscovita, circón, biotita, clorita) de bordes redondeados a subredondeados y esfericidad baja, se observaron vetas rellenas de calcita.
  - **Areniscas conglomeráticas:** presentan un escogimiento pobre a muy pobre, de tamaños de granos entre 0,3-2 mm, con una matriz limo arcillosa constituida por granos detríticos embebidos en una mezcla de arcillas (sin diferenciar bajo luz polarizada), su mineralogía consta de cuarzos policristalinos y monocristalinos de origen metamórfico e ígneo y cuarzo volcánico, feldespatos potásicos, plagioclasas, fragmentos de chert, fragmentos de roca (ígneo, metamórfico y sedimentario) y minerales accesorios (muscovita, circón y biotita) con bordes redondeados a subredondeados y esfericidad baja.
  - **Grauvacas:** de escogimiento muy pobre con tamaños de granos entre 0,3-2 mm, con una matriz limo arcillosa constituida por agregados microcristalinos de color gris oscuro a negro de cuarzo, feldespatos y sericita, entre los componentes mineralógicos se encuentran cuarzos policristalinos y monocristalinos de origen metamórfico e ígneo y cuarzo y cuarzo volcánico, feldespatos potásicos y minerales accesorios (muscovita, circón y biotita) con bordes subredondeados a subangulosos y esfericidad baja.

- ❖ A través de la caracterización petrográfica modal de los componentes clásticos de la sección basal del pozo Sol-6 mediante la interpretación de los diagramas ternarios de procedencia (Dickinson *et al.*, 1979) se observan diferentes ambientes tectónicos para la fuente de aporte de los sedimentos, lo cual puede considerarse como una variación no real en los diagramas de procedencia, indicando que la aplicación de esta metodología necesariamente no muestra un resultado válido, debido a que la zona de estudio se ubica en un marco tectónico distensivo (*rift intraplaca*).
- ❖ La procedencia de los sedimentos del corte basal del pozo Sol-6 corresponden a un ambiente de margen continental pasivo con desarrollo de cuencas rift, en donde los sedimentos previos provienen de orógenos reciclados con influencia de vulcanismo epirogénico producto del adelgazamiento cortical debido a la separación de Pangea, en donde estos eventos tectónicos se correlacionan con las dataciones U-Pb en circones detríticos reportadas por van der Lelij *et al.*, (2011) y Baquero (2013).
- ❖ La procedencia de las fuentes de aporte de los clásticos basales del pozo Sol-6 posiblemente se ubique al norte de la cuenca de Maracaibo tomando como referencia las nuevas edades U-Pb reportadas por van der Lelij *et al.* (2011) y Baquero (2013) de  $248.9 \pm 1.9$  Ma,  $245.4 \pm 1.6$  Ma,  $259.5 \pm 1.1$  Ma y  $253.2 \pm 1.4$  Ma. (en la parte norte de la cuenca de Maracaibo y Falcón occidental).
- ❖ Considerando las implicaciones de los análisis geoquímicos y los nuevos datos de geocronología podemos inferir que los primeros vestigios del proto-Caribe en el norte de Suramérica se inician con los primeros estados de la formación de los rift intraplaca, los cuales por las mediciones U-Pb en circones detríticos en la base de los rift han indicado una edad de 200-202 Ma. (límite Triásico-Jurásico), para ese tiempo geológico se originan los procesos de emisión de flujos volcánicos desarrollando la apertura y formación de las fosas tectónica.

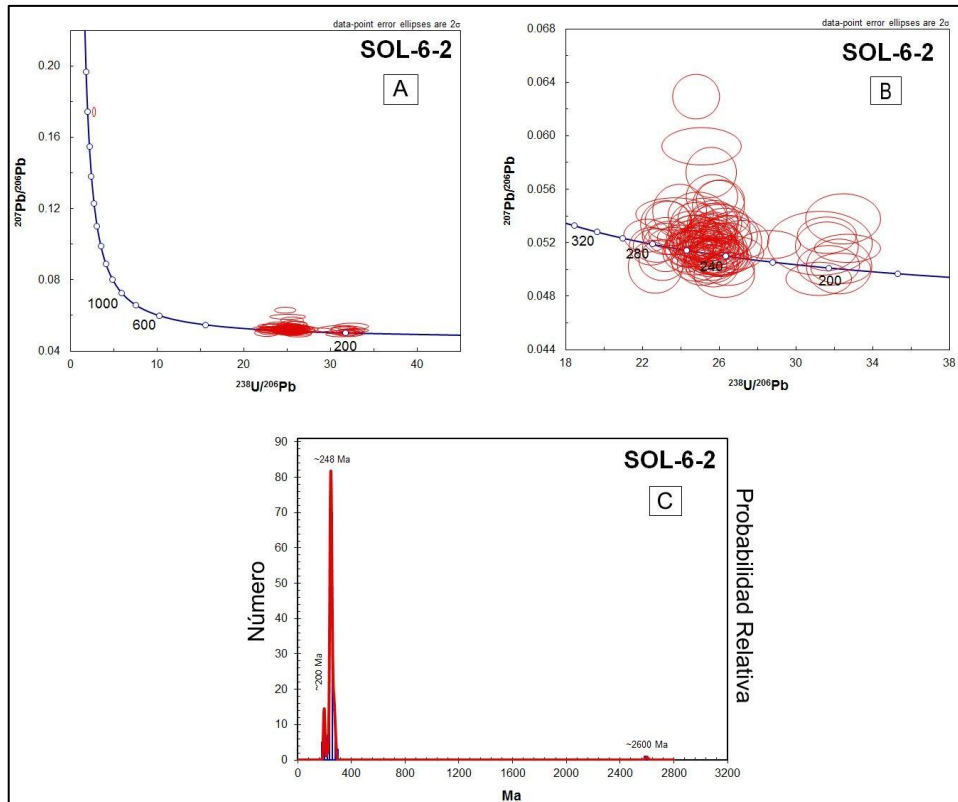


Figura 107. A) Diagrama Tera-Wasserburg mostrando los resultados de U-Pb en circones detríticos de la sesión basal del pozo Sol-6 Fm. La Quinta, cuenca de Maracaibo, Venezuela. B) Diagrama Tera-Wasserburg mostrando a detalle las poblaciones de circones mayoritarios. C) Histograma de frecuencia de circones detríticos para la misma muestra.

## RECOMENDACIONES

Con el análisis e interpretación de procedencia de los siliciclásticos de la sección basal del pozo Sol-6 surgieron ciertas limitantes a falta de más estudios. A continuación se listan los principales estudios que deberían considerarse en el futuro:

- ❖ La procedencia de clastos requiere un análisis crítico que no solo implique parámetros petrográficos, sedimentológicos y geoquímicos sino que deben integrarse con dataciones de U-Pb en circones detríticos.
- ❖ Complementar la caracterización geoquímica realizando análisis químicos de elementos trazas (Hf, La, Th, y V).
- ❖ Se deben realizar dataciones U-Pb en circones detríticos discretizando por cada tipo de facies estudiadas.
- ❖ Aplicar conjuntamente las dataciones U-Pb en circones detríticos con Hf (hafnio), ya que es un trazador isotópico en procesos corticales y mantélicos, de gran utilidad para caracterizar las fuentes de las rocas magmáticas y la procedencia de sedimentos.
- ❖ Realizar estudios a mayor escala en áreas de posibles fuentes de aporte (Sierra de Perijá, Arco de Mérida y al norte de la cuenca de Maracaibo) considerando un muestreo con datos de superficie y subsuelo.
- ❖ Integrar la técnica de termocronología detrítica mediante huellas de fisión con la finalidad de establecer un análisis de procedencia más significativo evaluando los procesos que intervienen en las áreas de aporte y proveer información adicional acerca de la generación de modelos tectónicos vinculados a la evolución y cronología de la deformación de las áreas involucradas tomando en cuenta los procesos de sedimentación.

**REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- AUDEMARD, F. (1991). *Tectonics of Western Venezuela*. Rice University Texas, Thesis PhD. Inédito, p. 245.
- BANGS, C. & BASU, A. (1994). Provenance analysis of muddy sandstone. *Journal of Sedimentary Research*, v. A64: 2-7.
- BAQUERO, M. (2013) Evolución geodinámica de la cuenca de Falcón y su basamento, basado en nuevos datos de geocronología, geoquímica e isótopos. Tesis de doctorado, UCV, Caracas. En progreso.
- BAQUERO, M., VALENCIA, V., MORA, S., & MÉNDEZ-BAAMONDE (2013) Nuevas dataciones U-Pb en zircones detríticos de la sección basal clástica del pozo Sol-6, Fm. La Quinta, campo Urdaneta, cuenca de Maracaibo. Nota Técnica, Intevep, Los Teques.
- BARTOCK, P. (1993). Prebreakup Geology of the Gulf of Mexico-Caribbean: Its relation to Triassic and Jurassic rift systems of the region, *Tectonics*, 12: 441-459.
- BASU, A. (1976). Petrology of Holocene fluvial sand derived from plutonic source rocks, implications to paleoclimatic interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 46: 694-709.
- BELLIZZIA, A. & PIMENTEL, N. (1994). Terreno Mérida: Un cinturón alóctono Herciniano en la Cordillera de Los Andes de Venezuela. *Sociedad Venezolana de Geólogos, V Simposio Bolivariano*, p. 271-290.
- BENEDETTO, G. & ODREMAN O. (1977). Nuevas evidencias paleontológicas en la Formación La Quinta, su edad y correlación con las unidades aflorantes en la Sierra de Perijá y Cordillera Oriental de Colombia. *V Congreso Geológico Venezolano, Memoria*, v.1: p. 87-106.
- BENEDETTO, G. (1980). Bivalvos pensilvanianos de la Formación Caño Indio, Sierra de Perijá. *Bol. Geol.*, 14(26): 197-244.
- BHATIA, M.R. (1983). Plate tectonics and geochemical composition of sandstone. *Journal of Geology*, v. 91, p. 611-627.
- BHATIA, M.R. & CROOK, K.A.W. (1986). Trace element characteristics of grawackes and tectonic discrimination of sedimentary basin. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 92, p. 181-193.
- BLATT, M., MIDDELTON, G. & MURRAY, R. (1980). *Origin Sedimentary rocks*, Prentice Hall, New Jersey, p. 512.

- BOT, P. & PERDOMO, J. L. (1987). Análisis sismoestratigráfico del Eoceno y Evolución tectónica en la cuenca del Lago de Maracaibo. LAGOVEN. Departamento de Geología, Gerencia de Estudios Regionales, inédito, p. 102
- BRADLEY, D. & KIDD, W. (1991). Flexural extension of the upper continental crust in collisional foredeeps. *Geological Society of America*, N° 103. pp. 1416-1438.
- BURKLEY, L. (1976). Geochronology of the Central Venezuelan Andes. Unpublished PhD thesis. Case Western Reserve University, 150 p.
- BOWEN, J. M. (1972). Estratigrafía del precretáceo en la parte norte de la Sierra de Perijá. *IV Congreso Geológico Venezolano Memoria*, 2: 729-760.
- CAMPBELL, C. J. (1962). A section through the Cordillera Oriental of Colombia between Bogotá and Villavicencio. *Colombian Soc. Petr. Geol. and Geophys*, 29 p.
- COLETTA, B., ROURE, F., DE TONI, B., LOURERIO, D., PASSALACQUA, H. & GOU, Y. (1997). Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural styles in the Mérida Andes (western Venezuela). *3<sup>rd</sup> international Symposium on Andean Geodynamics*, Saint-Malo, France. Orstom Editions, Paris, p. 323-326.
- CONDIE, K. C. & WRONKIEWICS, D. S. (1990). A new look at the Archean-Proterozoic boundary sediments and the tectonic setting constraint, *in*, Naqvi, S. M., ed., *The Precambrian continental crust and its economic resources*. Amsterdam, Elsevier, p. 61-83
- COX, K.G., BELL, J.D. & PANKHURST, R.J. (1979). The interpretation of igneous rocks. *Allen and Unwin*, London, p. 450.
- CREOLE PETROLEUM CORPORATION & COMPAÑÍA SHELL DE VENEZUELA. (1964). Paleozoic rocks of Mérida Andes, Venezuela. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 48(1): 70-84.
- CULLERS, R.L., BASU, A. & SUTTNER, L.J. (1988). Geochemical signature or provenance in sand-mixed material in soil and stream sediments near the Tobacco Root batholith, Montana, U.S.A. *Chem. Geol.*, v. 70: 335-348.
- DASCH, L. (1982). U-Pb Geochronology of the Sierra the Perija. Unpublished PhD thesis. Case Western Reserve University, 163 p.
- DE TONI, B. & KELLOGG, J. (1994). Seismic evidence for blind thrusting of the northwestern flank of the Venezuelan Andes. *Tectonics*, 12 (6): 1393-1409.
- DE TONI, B., LAURERIO D., COLLETTA B., ROURE F., GOU Y. & MÁRQUEZ C. (1994). Análisis geológico integrado de las cuencas Barinas y Maracaibo. Reporte interno INT-02963, PDVSA-INTEVEP S.A., p. 106.

- DICKINSON, W.R. (1985). Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones, in Zuffa, G.G., ed., *Provenance of Arenites. Series C, Mathematical and Physical Science*, vol. 148: 333-361.
- DICKINSON, W.R. & SUCZEK, C.A. (1979). Plate tectonics and sandstones compositions. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geology*, v. 63: 164-182.
- ESCALONA, A. & MANN, P. (2006). An overview of the Petroleum system of Maracaibo Basin. *AAPG Bulletin*, v. 90: 657-678.
- GARCÍA, F., GHOSH, S., RONDÓN, F., FIERRO, I., SAMPOL, M., BENEDETTO, G., ODREMAN, O., SÁNCHEZ, T. & USECHE, A. (1980). Correlación estratigráfica y síntesis paleoambiental del Cretáceo de Los Andes venezolanos. *Bol. Geol.*, Caracas, 12(26): 3-88.
- GEOESTUDIOS, LTDA. (2006). Cartografía Geológica Cuenca Cesar-Ranchería, Informe Final. Colombia, p. 95.
- GEYH, M.A. & SCHLEICHER, H. (1990). Absolute age determination. Physical and chemical dating methods and their applications. *Springer-Verlag*, p. 508.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., ITURRALDE, J. & PICARD, X. (1980). *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Tomo II. Ediciones Foninves. Caracas, Venezuela, p. 1031.
- HARGRAVES, R. & SHAGAM, R. (1969). Paleomagnetic study of La Quinta formation, Venezuela, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 53: 637-552.
- HEA, J. P. & WHITMAN A. (1960). Estratigrafía y petrología de los sedimentos precertácicos de la parte norte-central de la Sierra de Perijá, Estado Zulia, Venezuela. *III Cong. Geol. Venez., Mem.*, I: 351-376.
- HERRON, M. & HERRON, S. (1990). Geological applications of geochemical well logging. *Geological applications of wireline logs: Special publ. Geol. Soc.*, No. 48: 165-175.
- KAMBER, B.S. & WEBB, G.E. (2007). Transition metal abundances in microbial carbonate: A pilot study based on in situ LA-ICP-MS analysis. *Geobiology*, 5: 375-389.
- KISER, G. D. (1989). Electrofacies de Parángula basal y sus equivalentes de la Formación Carbonera, cuenca Apure-Barinas. *VII Cong. Geol. Venez.*, Barquisimeto, estado Lara, I: 459-466.
- KRUMBEIN, C. & SLOSS, L. (1963). *Stratigraphy and Sedimentation*. W. H. Freeman and Co. Ed. London, p. 660.

- KRYNINE, P.D. (1942). Differential sedimentation and its products during one complete geosynclinal cycle. *Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología*, Santiago, Chile, Geología 1st pt. 2, p. 537-561.
- KÜNDIG, E. (1938). Las rocas pre-Cretáceas de los Andes centrales de Venezuela, con algunas observaciones sobre su tectónica, *Bol. Geol. y Min.* Caracas, 2 (2-4): 21-43.
- LIDDLE, R., HARRIS, G. & WELLS, J. (1943). The río Cachirí section in the Sierra Perijá, Venezuela. *Bull. Amer. Paleont.*, 27(108): 273-365.
- LOMBARD, A. (1956). Géologie sédimentaire. *Les series Marines*. Masson et Cié, Paris, p. 425.
- LUGO, J. (1991). *Cretaceous to Neogene Tectonic Control on Sedimentation, Maracaibo Basin, Venezuela*. Tesis doctoral, University of Texas, Austin, 219 p.
- LUGO, J. & MANN, P. (1992). Colisión oblicua y formación de una cuenca foreland durante el Paleoceno Tardío al Eoceno Medio; Cuenca de Maracaibo, Venezuela. Acta de la 4 secciones científicas, *VII congreso latinoamericano de Geología. Tomo 4 Salamanca*, p. 64.
- LUGO, J. & MANN, P. (1995). Jurassic-Eocene tectonic evolution of Maracaibo basin, Venezuela. *Petroleum Basins of South America, AAPG Memoir 62*: 699-725.
- MACK, G. H. & SUTTNER, L. J. (1977). Paleoclimate interpretation from a petrographic comparason of Holocene sands and the Fountain Formation (Pennsylvanian) in the Colorado front range. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 47, p. 89-100.
- MACLENNAN, S. M. (1989). Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes, *in*, Lipin, B. R., and McKay, G. A., eds., *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Reviews in Mineralogy*, v. 21, p. 169-200.
- MACLENNAN, S.M. & TAYLOR, S.R. (1991). Sedimentary rocks and crustal evolution revisited, tectonic setting and secular trends: *Jour. Geol.*, v. 99, p. 1-21.
- MACLENNAN, S. M., TAYLOR, S. R., MCCULLOCH, M. T. & MAYNARD, J. B. (1990). Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochemical et Cosmochemical Acta*, v. 54, p. 2015-2050.
- MALAVÉ, L. (2004). Análisis petrográfico de rocas clásticas. LUMA, S.A., p. 21-25.

- MANNIAR, P. & PICCOLI, P. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635-643.
- MAZE, W.B. (1984). Jurassic La Quinta Formation in the Sierra de Perijá, Northwestern Venezuela; Geology and Tectonics Environment of Red Beds and Volcanic Rocs, *Geological Society of America Memoir* 162, p. 263-282.
- MÉNDEZ, J. (2006). Ambientes Sedimentarios: Petrología. Facultad de Ciencias, U.C.V, PDVSA-INTEVEP, p. 184-200.
- MENDOZA, A., GARBAN, G. & GUTIÉRREZ, J. (2007). Estudio geoquímico y petrográfico integrado, de las areniscas pertenecientes a la Formación Cerro Pelado (Mioceno) Cuenca de Falcón, Venezuela: implicación sobre procedencias y procesos diagénéticos, p.1-5.
- MONTAÑO, P. C., RODRÍGUEZ, G. N., MARTENS, U. & JARAMILLO, J.M. (2011). Procedencia de los sedimentos Jurásicos-Cretácicos del flanco occidental de la Serranía del Perijá. *XIV Congreso Latinoamericano de Geología y XIII Congreso Colombiano de Geología*, Medellín, Colombia, Memoria, v.1, p. 127.
- ODREMAN, O. E. & GHOSH, S. (1980). Estudio paleoambiental-paleontológico de facies de la Formación La Quinta, cerca de Mérida. *Bol. Geol. (Venezuela)*, 14(26): 89-104.
- PARNAUD, F., GOU, Y., PASCUAL, JC., CAPELLO, MA., TRUSKOWSKI, Y., PASSALACQUA, H. & ROURE, F. (1995). Stratigraphy synthesis of Western Venezuela, in A. Tankard, S. Suarez, and H. Welsink, eds., Petroleum basins of South America. *AAPG Memoir* 62, p. 681-698.
- PEARCE, J., HARRIS, N. & TINDLE, A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *The Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- PFEFFERKORN, H. (1977). Plant megafossils in Venezuelan and their use in geology. *Me., V Cong. Geol. Venez.*, 1: 407-414.
- PETTIJOHN, F., POTTER, P. & SIEVER, R. (1972). Sand and sandstone: Springer-Verlag, New York, 618 p
- POTTS, PJ. (1987). A Handbook of Silicate Rock Analysis. *Blackie*, 622 p.
- REINECK, H. & SINGH, I. (1975). Depositional sedimentary environments. *Germany*, p. 551.
- ROJAS, M. 2002. *Evolución diagénética del miembro informal "B-6-X" de la Formación Misoa en el área de Cabimas-Punta Benitez, Cuenca de Maracaibo Estado Zulia*. T.E.G. Inédito. U.C.V. Caracas, 180 p.

- ROLLINSON, H. (1993). Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation. London: Longman scientific & technical, 352 p.
- ROURE, F., COLLETA, B., DE TONI, B., LOUREIRO, D., PASSALACQUA, H. & GOU, Y. (1996). Within-plate deformations in the Maracaibo and East Zulia basins, western Venezuela. *Marina and Petroleum Geology*, n 2, v 14: 139-163.
- SANDOVAL, M. (2002). Diagénesis de Areniscas, Universidad Central de Venezuela. *Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico*, p. 414.
- SCHÄFER, N. (2006). *Ni-Anomalien in Cold-Seep Karbonaten aus dem nordwestlichen Schwarzen Meer: Ist Ni ein kritisches Element bei der anaeroben Oxidation von Methan*, Göttingen, Alemania, Universidad de Göttingen, Tesis de maestría, p. 80.
- SCHLUMBERGER. (1980). Evaluación de Formaciones en Venezuela. Coordinado por B, Felder., p. 125.
- SCHUBERT, C. (1986). Stratigraphy of the Jurassic La Quinta Formation, Mérida Andes, Venezuela: type sections *Z. Deut. Geol. Ges.*, 137: 391-411.
- SCHUBERT, C., SIFONTES, R. S., PADRÓN, V. E., VÉLEZ, J. R. & LOAIZA, P. A. (1979). Formación La Quinta (Jurásico), andes merideños: geología de la sección tipo. *Acta Cient. Venez.*, 30: 42-55.
- SUTTNER, L.J., BASU, A. & MACK, G.H. (1981). Climate and the origin of quartz arenites. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 235-246.
- VALENTINUZZI, H., SÁNCHEZ, J. & ABRAHAM, J. (2006). Spectrochim. *Acta Part B*, 61: 1175
- VAN ANDEL, T. H. (1958). Origin and classification of cretaceous, Paleocene and Eocene Sandstones of Western Venezuela, *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Bull., 42(4): 734-763.
- VAN DER LELIJ, R., SPIKINGS, R & ULIANOV, A. & CHIARADIA, M. (2011). From the rheic ocean to the proto-caribbean sea in Venezuela: 300 million years of magmatism in the northern Andes. University of Geneva, Switzerland. Department of Mineralogy, University of Geneva and Institute of Mineralogy and Geochemistry, University of Lausanne. *Abstract from: Geophysical Research Abstracts, Vol. 13, EGU General Assembly*.
- YORIS, F., OSTOS, M. & ZAMORA, L. (1997). Cuencas petrolíferas de Venezuela. En J. M. Singer (Ed.), Venezuela WEC 1997, *Well Evaluation Conference. Schlumberger Surencó*, Caracas, p. 1-46.

**REFERENCIAS ELECTRÓNICAS (INTERNET)**

Campos Petrolíferos de Venezuela, Código Geológico. PDVSA-Intevep. Obtenida en agosto 2012, de <http://www.pdv.com/lexico/camposp/cp021.htm>

Cuadro de correlación estratigráfica de la cuenca del lago de Maracaibo. Obtenida en agosto 2012, de <http://www.pdv.com/lexico/correlac/mcaibo1.htm>

Estratigrafía secuencial de la Sección Eoceno (Formación Misoa) en la Costa Oriental del Lago de la Cuenca de Maracaibo. Obtenida en agosto 2012, de <http://www.pdvsa.com/lexico/posters/gglr94.htm>

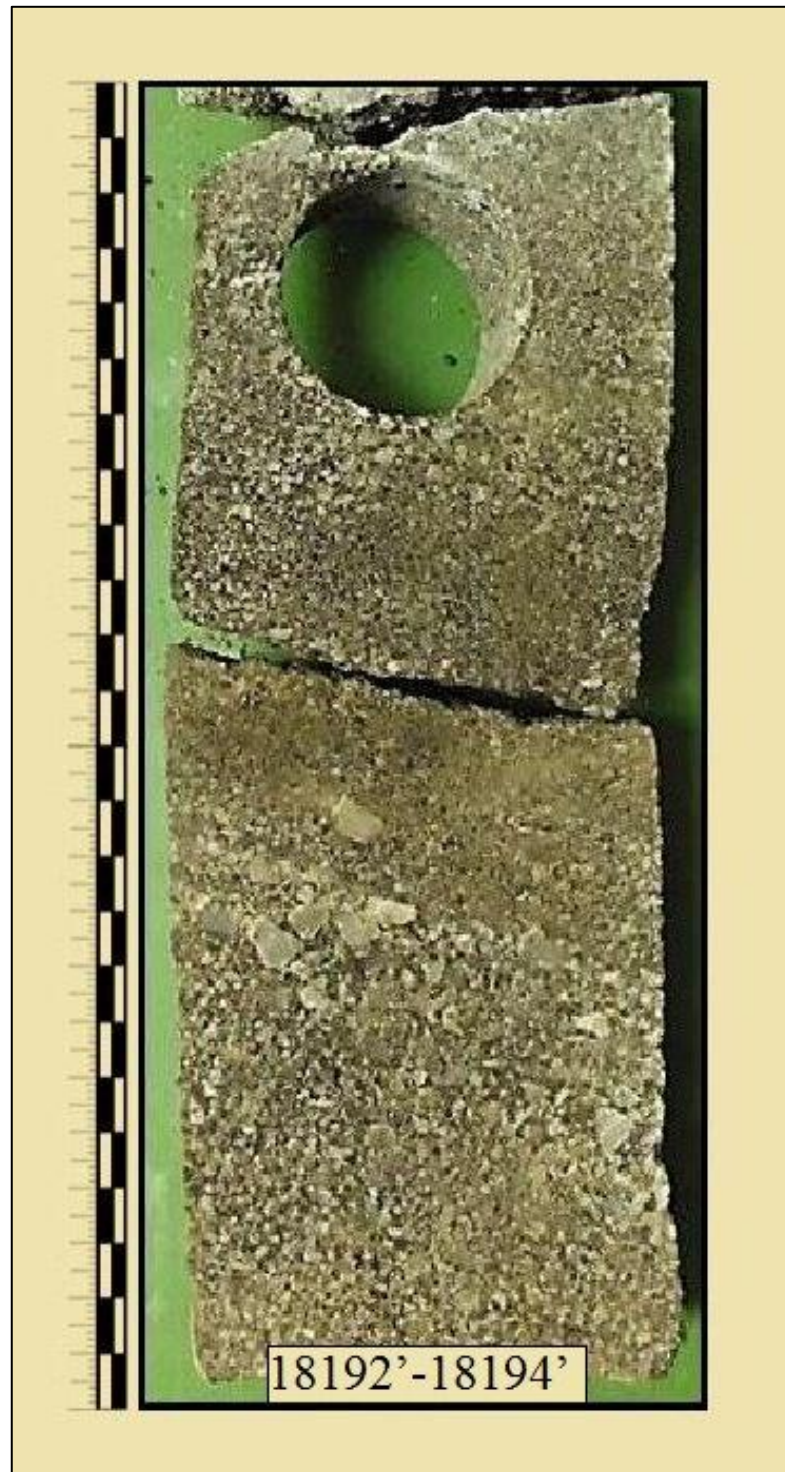
Léxico Estratigráfico de Venezuela. Código Geológico-Posters. PDVSA-Intevep. Obtenida en agosto 2012, de <http://www.pdvsa.com/lexico/posters/gglr94.htm>

APÉNDICES

APÉNDICE 1: IMÁGENES DEL NÚCLEO SOL-6



A1. Núcleo Sol-6. Formación Río Negro.



A2. Núcleo Sol-6. Formación Río Negro.



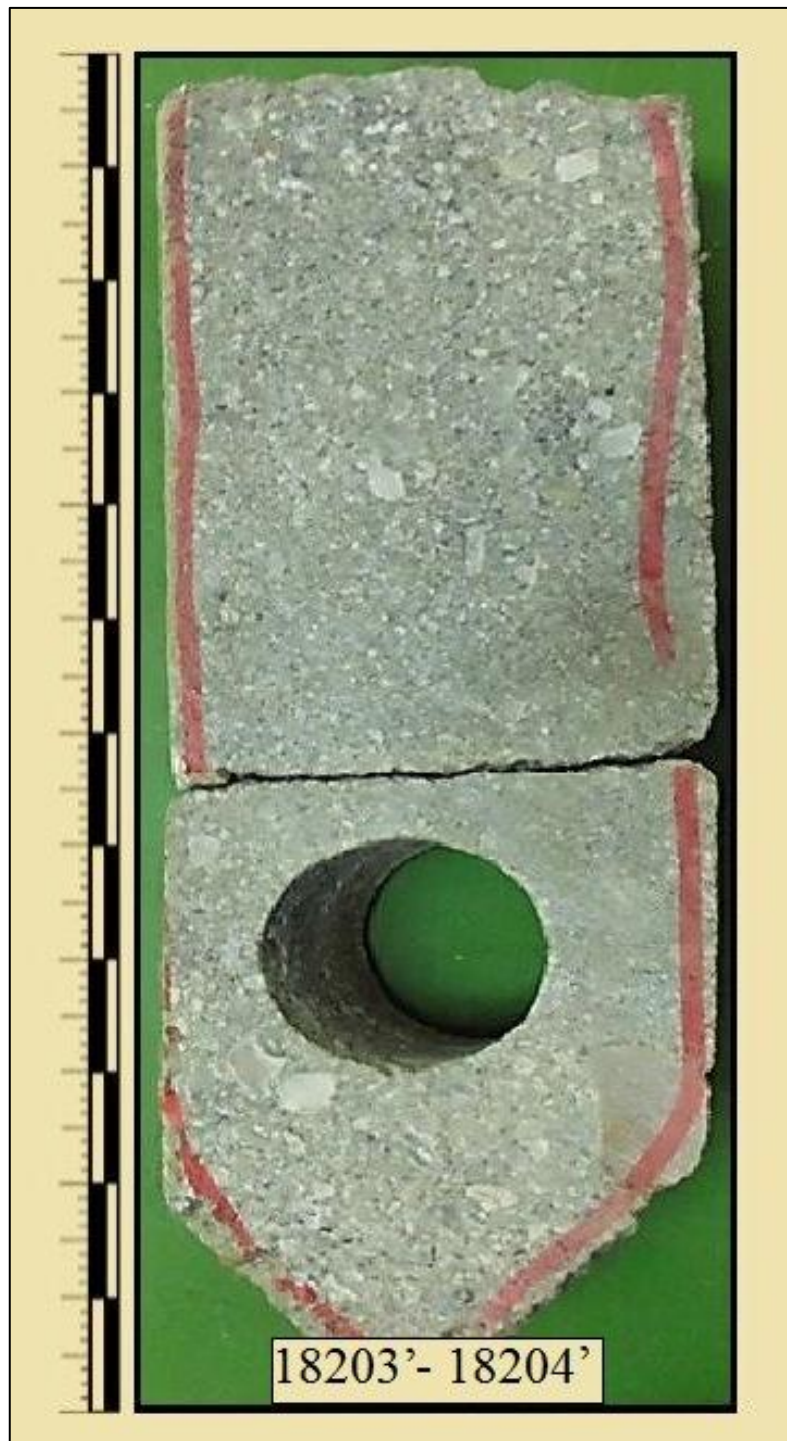
A3. Núcleo Sol-6. Formación Río Negro.



A4. Núcleo Sol-6. Formación Río Negro.



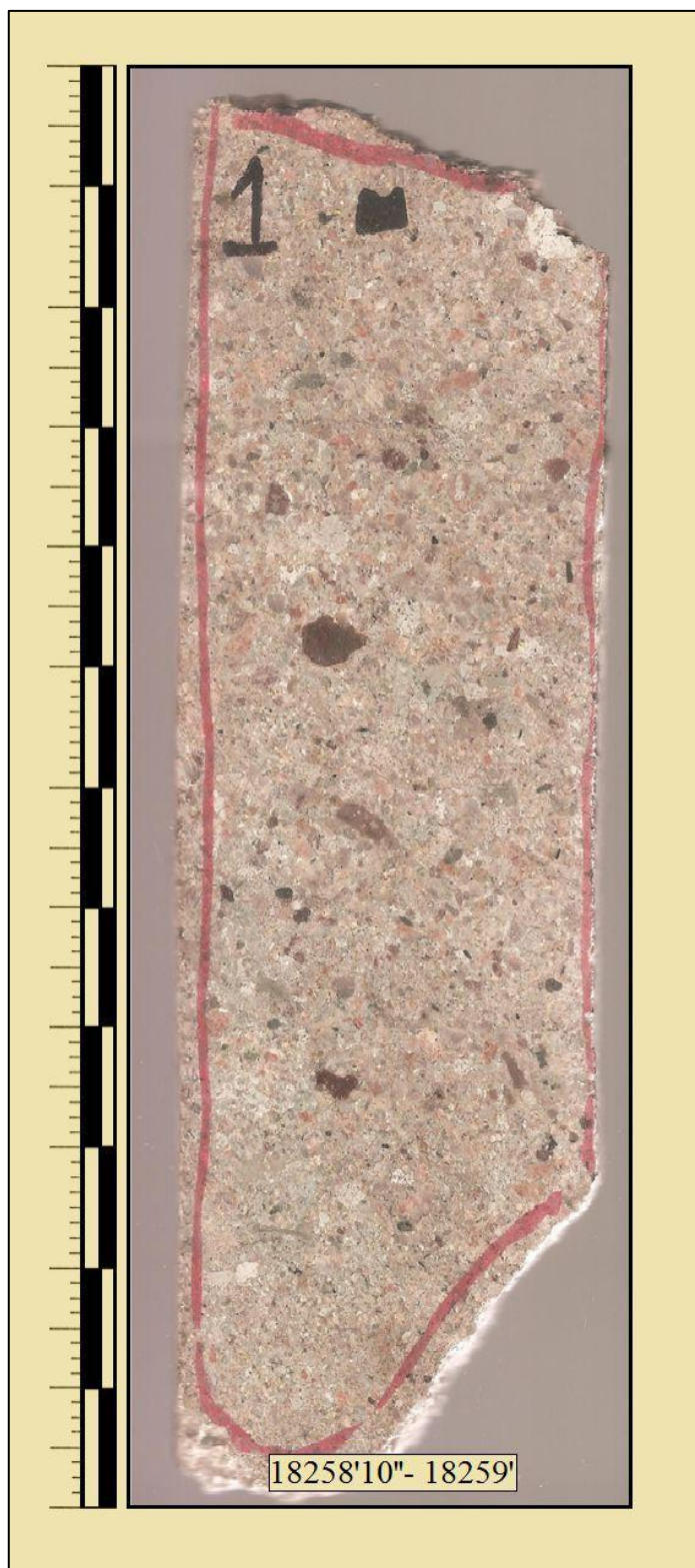
A5. Núcleo Sol-6. Formación Río Negro.



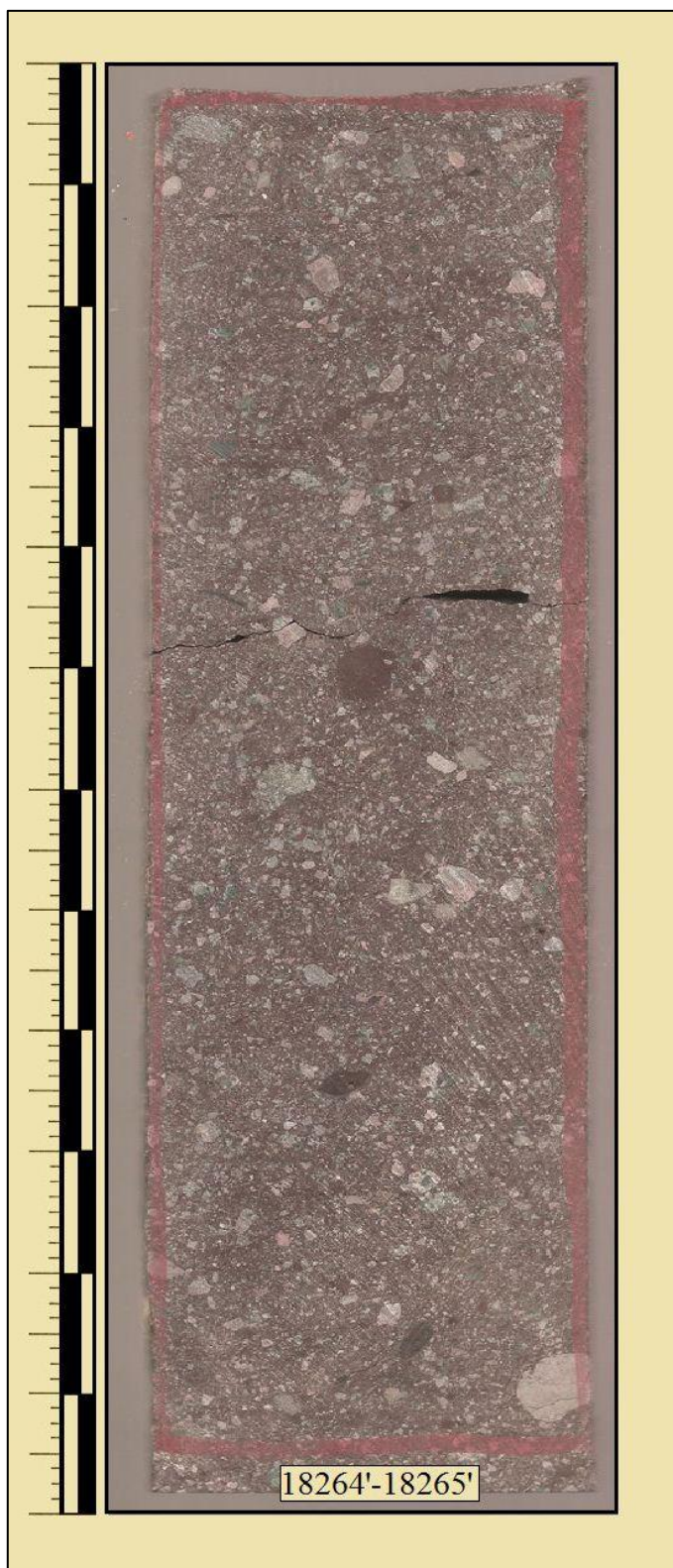
A6. Núcleo Sol-6. Formación Río Negro.



A7. Núcleo Sol-6. Formación La Quinta.



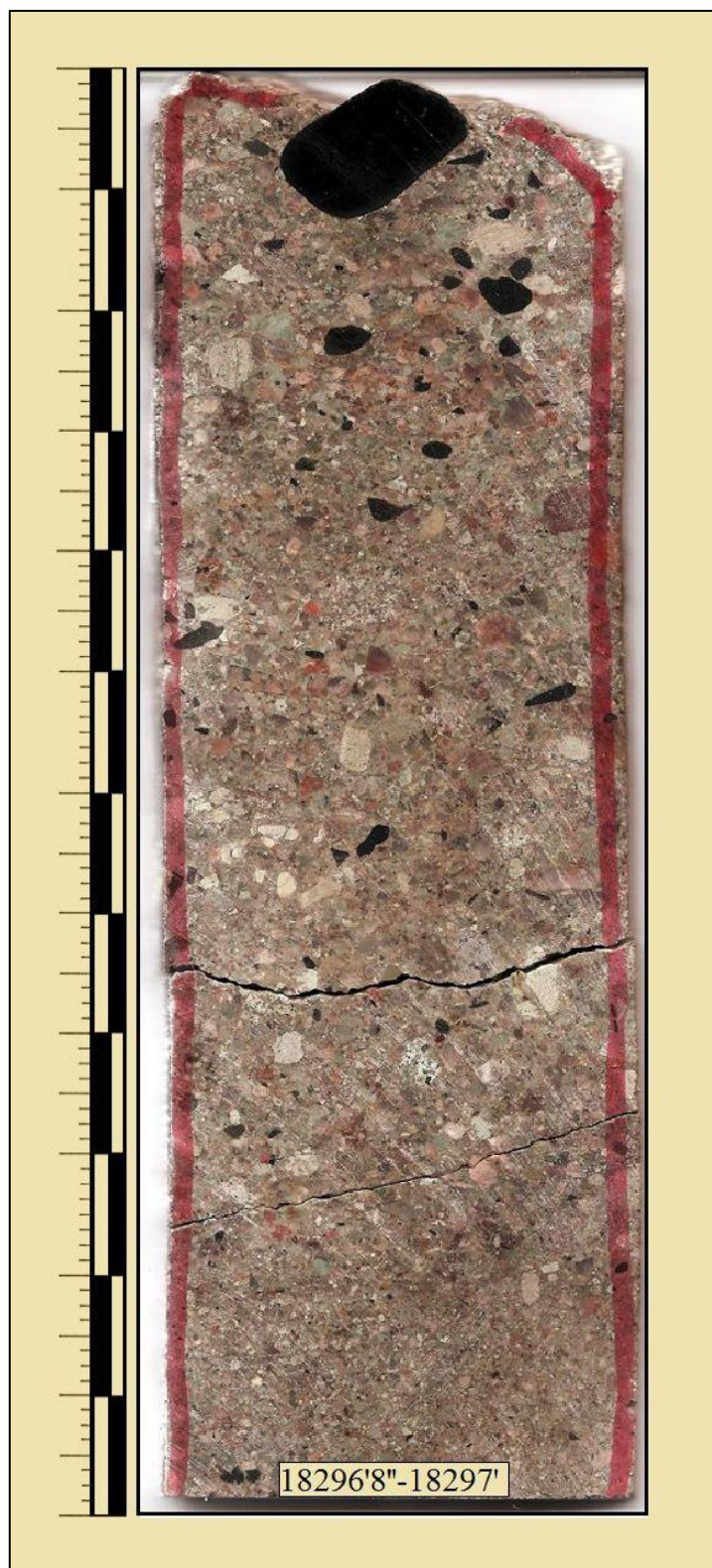
A8. Núcleo Sol-6. Formación La Quinta.



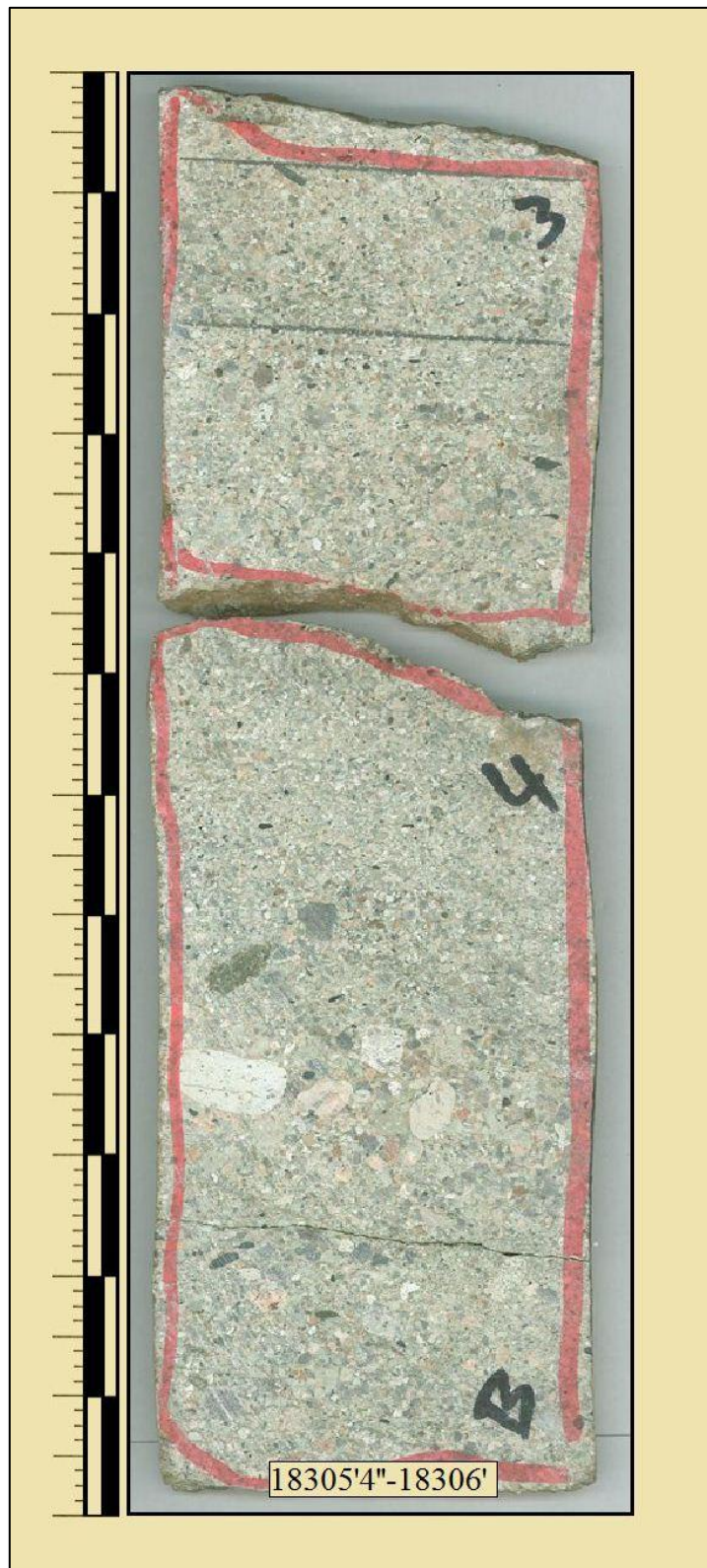
A9. Núcleo Sol-6. Formación La Quinta.



A10. Núcleo Sol-6. Formación La Quinta.



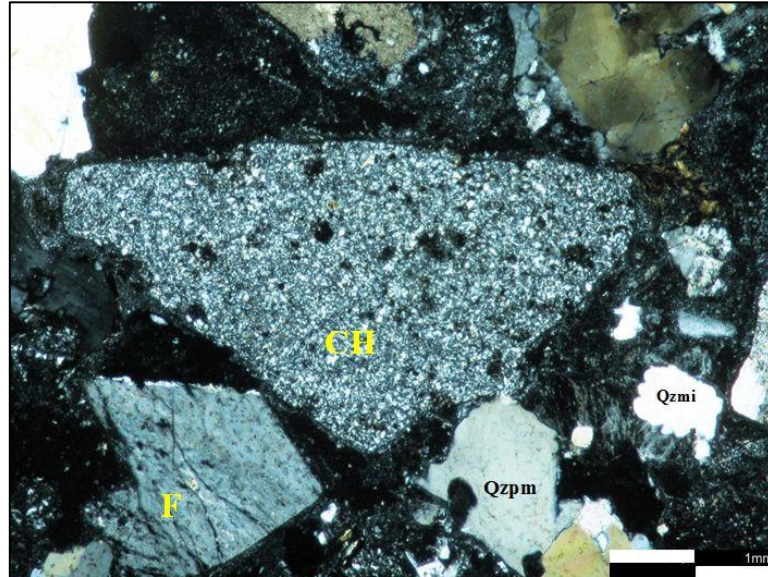
A11. Núcleo Sol-6. Formación La Quinta.



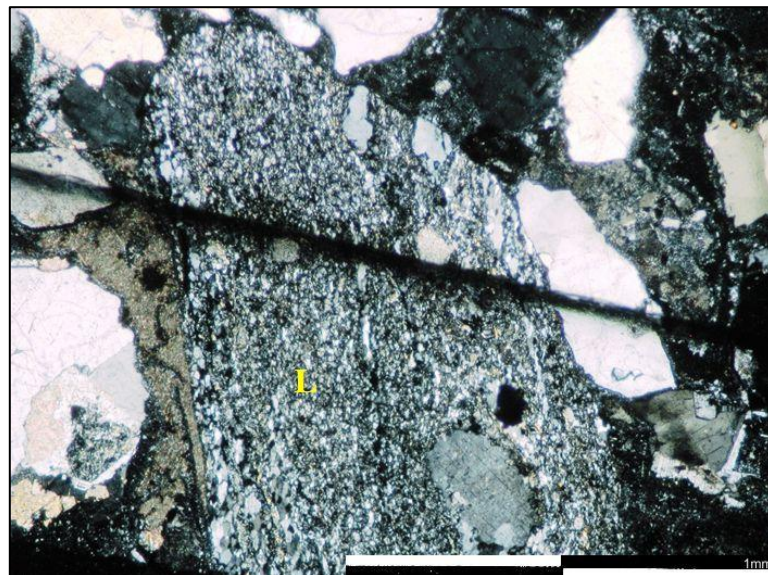
A12. Núcleo Sol-6. Formación La Quinta.

## APÉNDICE 2: OBSERVACIONES PETROGRÁFICAS

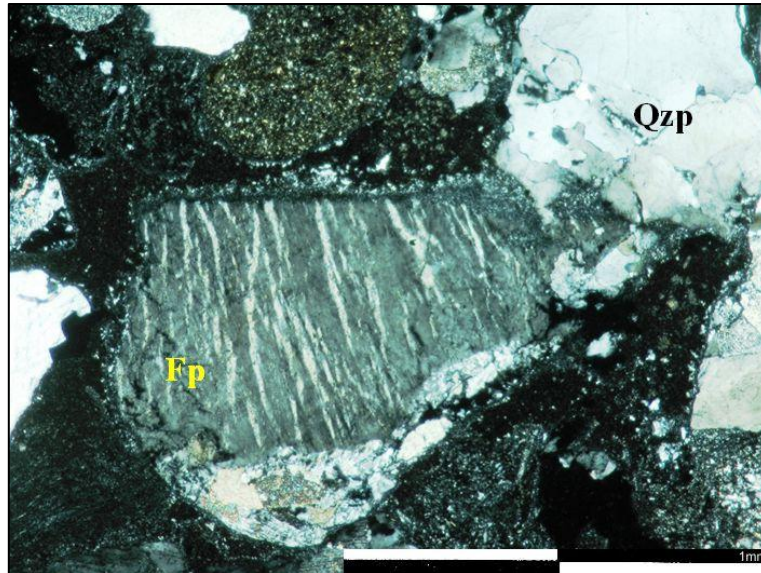
### 2.1 CONGLOMERADOS ARENOSOS



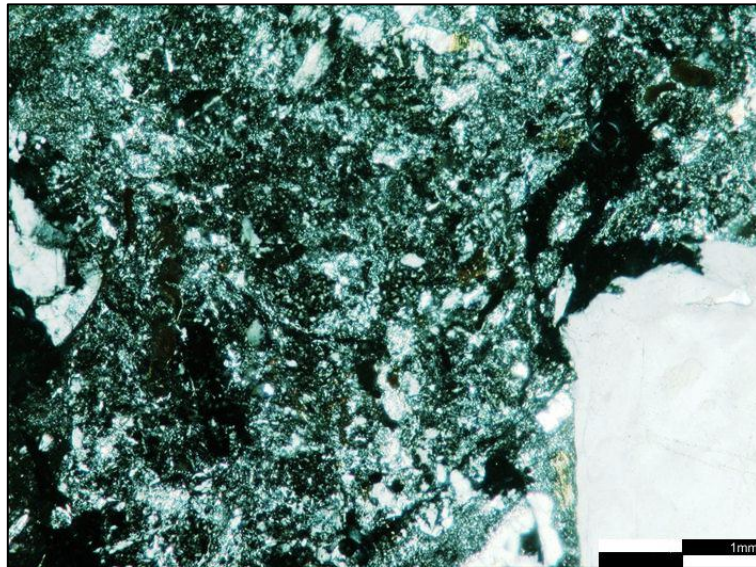
A13. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de chert (CH), clastos de cuarzos policristalinos de origen metamórfico (Qzpm), clasto de cuarzo monocristalino de origen ígneo (Qzmi) y un clasto de feldespato (F). Nicoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.256'7''.



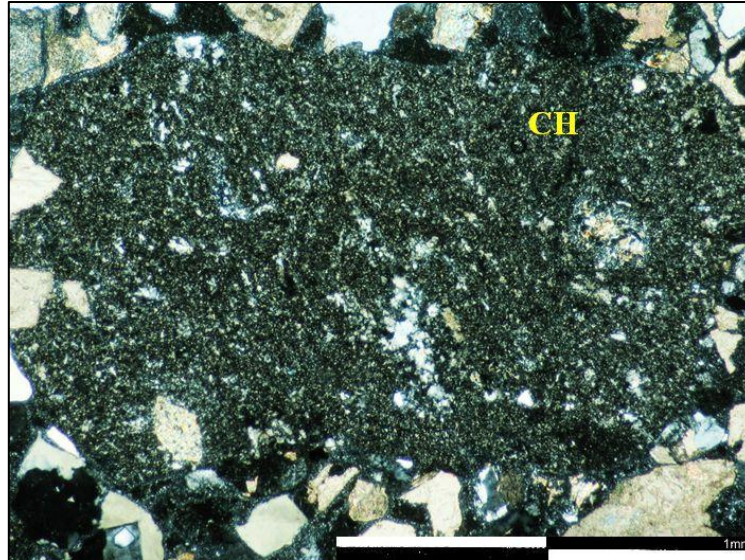
A14. En la fotomicrografía se puede observar un fragmento de limolita, los clastos se componen de pequeños granos de cuarzo y micas en una matriz arcillosa, se puede observar laminaciones en los granos (L). Nicoles cruzados. Objetivo 2.5x. Profundidad: 18.256'7''.



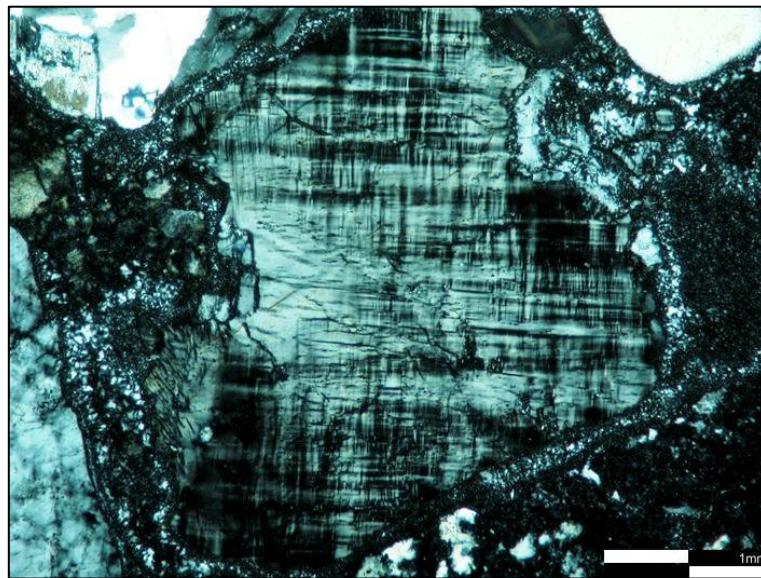
A15. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de feldespato desarrollando una textura perítica (Fp) en contacto puntual con un clasto de cuarzo policristalino de origen metamórfico (Qzp). Nícoles cruzados. Objetivo 2.5x. Profundidad: 18.256'7''.



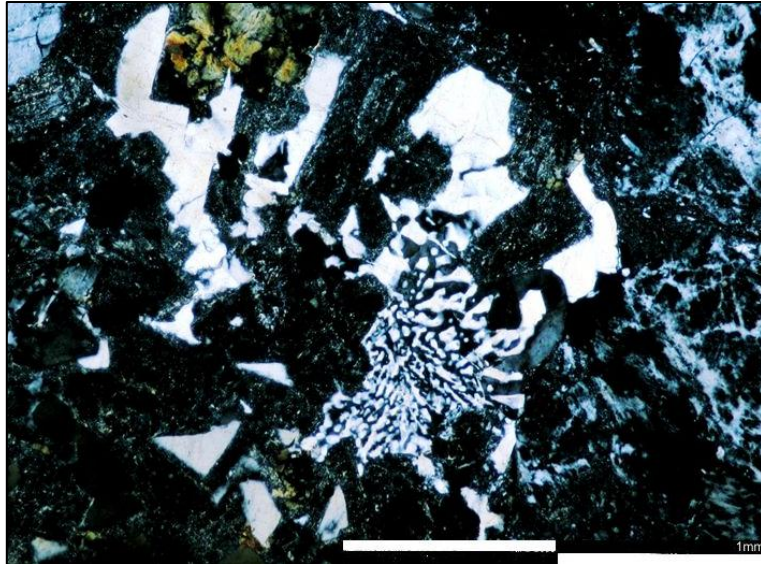
A16. En la fotomicrografía se puede observar la matriz limo arcillosa constituida por pequeños clastos detríticos de cuarzos y feldespatos. Nícoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.256'7''.



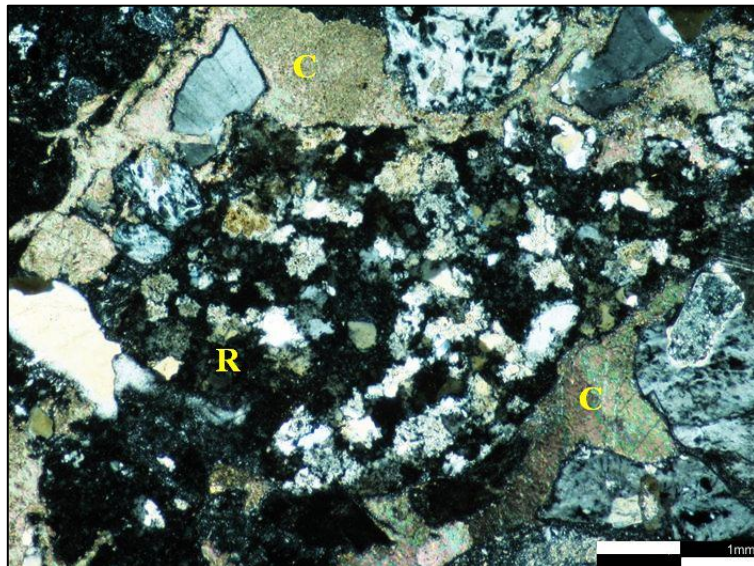
A17. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de chert (CH). Nícoles cruzados. Objetivo 2.5x. Profundidad: 18.256'7''.



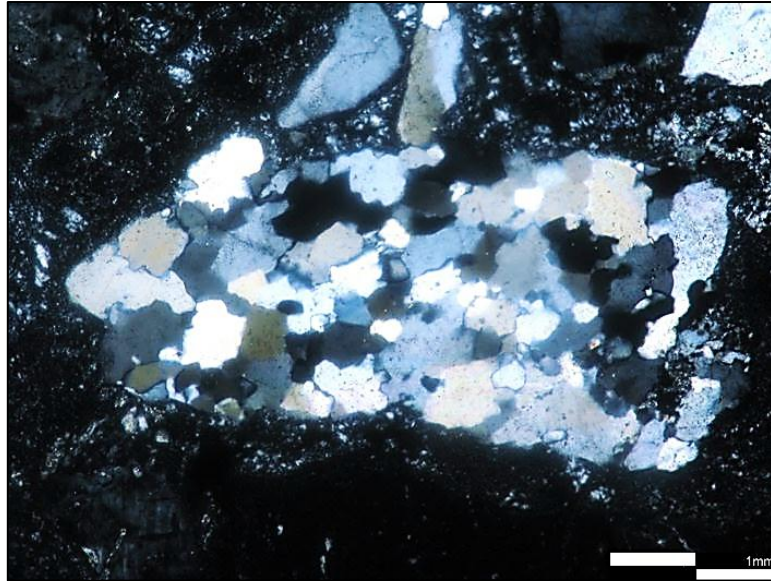
A18. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de microlino con su característico maclado en forma de rejilla en contacto grano-matriz. Nícoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.258'8''.



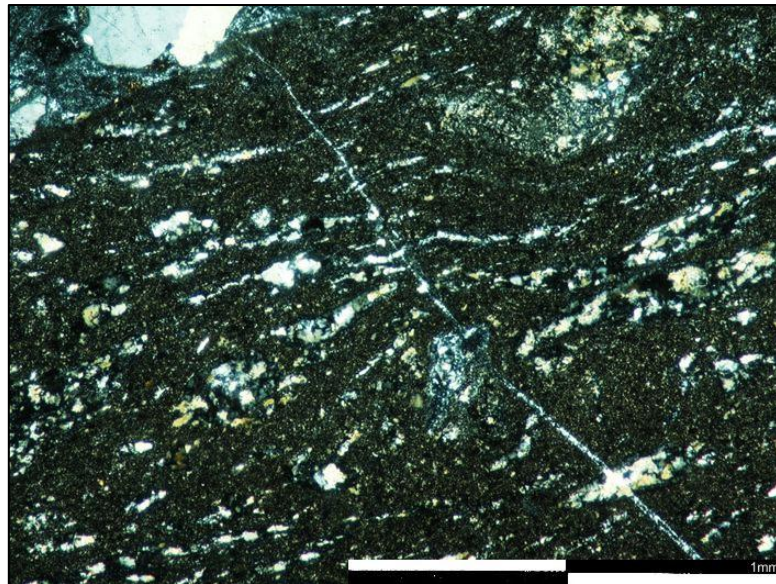
A19. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de feldspato presentando intercrecimiento de cuarzo desarrollando una textura granofíbrica. Nícoles cruzados. Objetivo 2.5x. Profundidad: 18.258'8''.



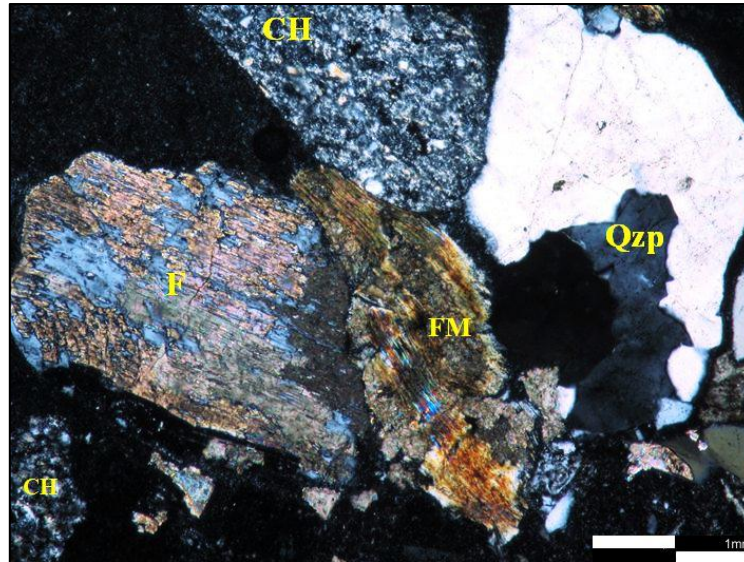
A20. En la fotomicrografía se puede observar un fragmento de toba o lava riolítica, con cristales de feldspato, plagioclasa y cuarzo en una matriz desvitrificada (R), en contacto con cemento de calcita (C). Nícoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.261'7''.



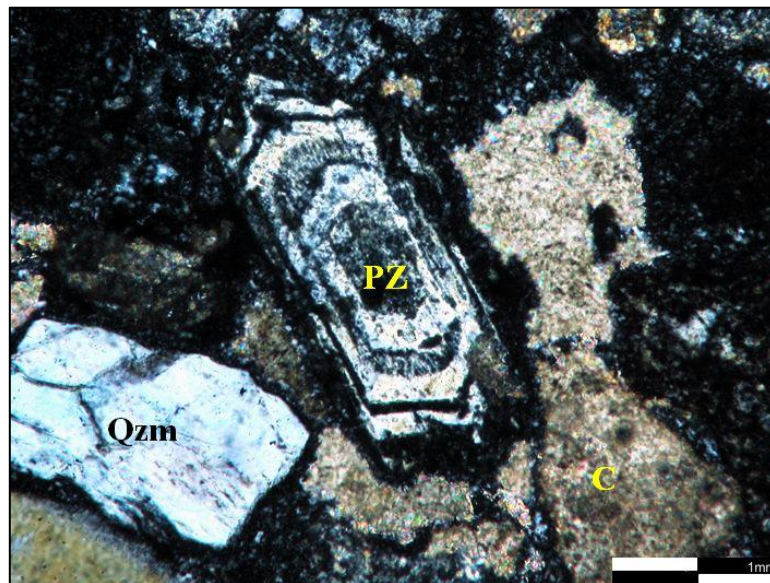
A21. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de cuarzo policristalino de origen metamórfico. Nicoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.261'8''.



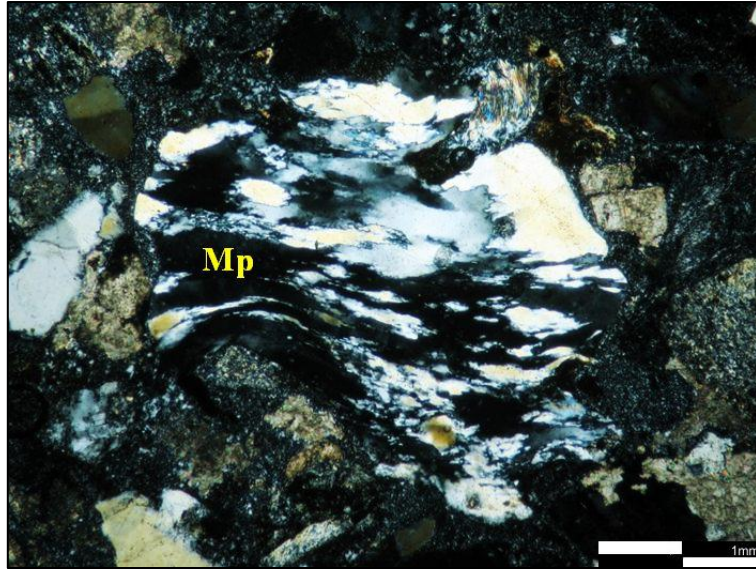
A22. En la fotomicrografía se puede observar la matriz limo arcillosa constituida por pequeños clastos detríticos con una textura de flujo. Nicoles cruzados. Objetivo 2.5x. Profundidad: 18.261'8''.



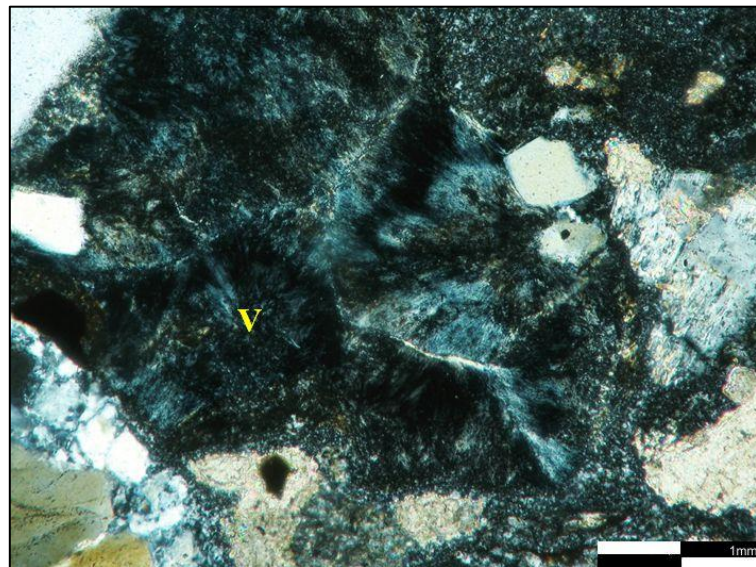
A23. En la fotomicrografía se puede observar el reemplazo en el clasto feldespato por calcita (F), fragmento de filita micácea (FM), clastos de chert (CH) y cuarzo policristalino de origen ígneo (Qzp). Nícoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.276'5''.



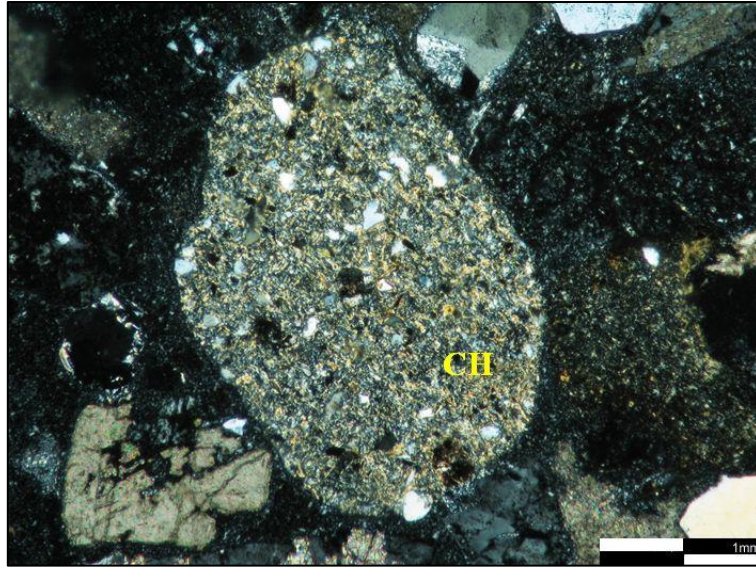
A24. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de plagioclasa zonada (PZ), material carbonático cementando (C) y un clasto de cuarzo monocristalino de origen metamórfico (Qzm). Nícoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.276'5''.



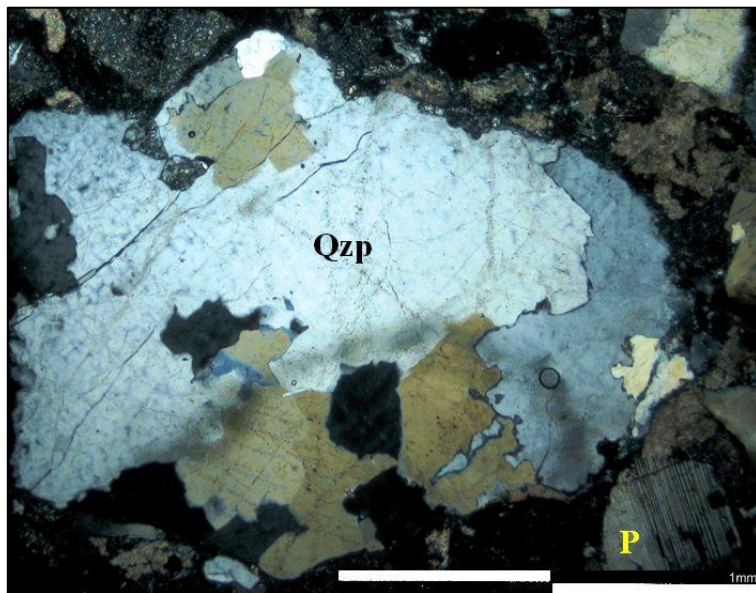
A25. En la fotomicrografía se puede observar un fragmento de roca metapelítica foliada (Mp) y rica en sericita (filita). Nicoles cruzados. Objetivo 5x. profundidad: 18.276'5''.



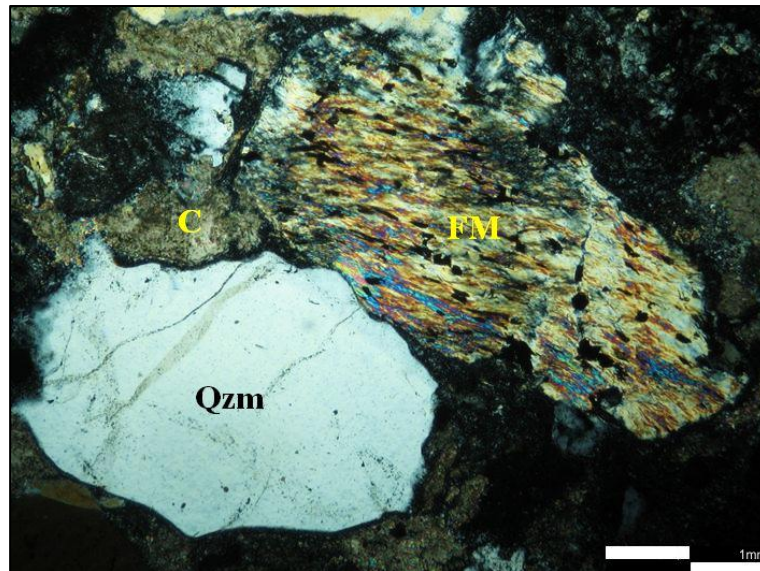
A 26. En la fotomicrografía se puede observar vidrio félsico desvitrificado presentando una textura plumosa (V). Nicoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.276'5''.



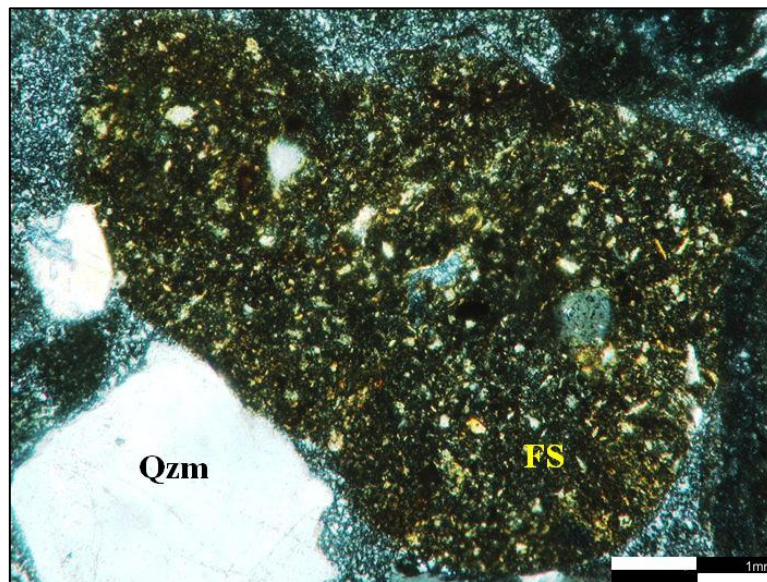
A27. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de chert constituido por cuarzos microcristalinos casi sin matriz fuertemente carbonatizado (CH). Nicoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.276'5''.



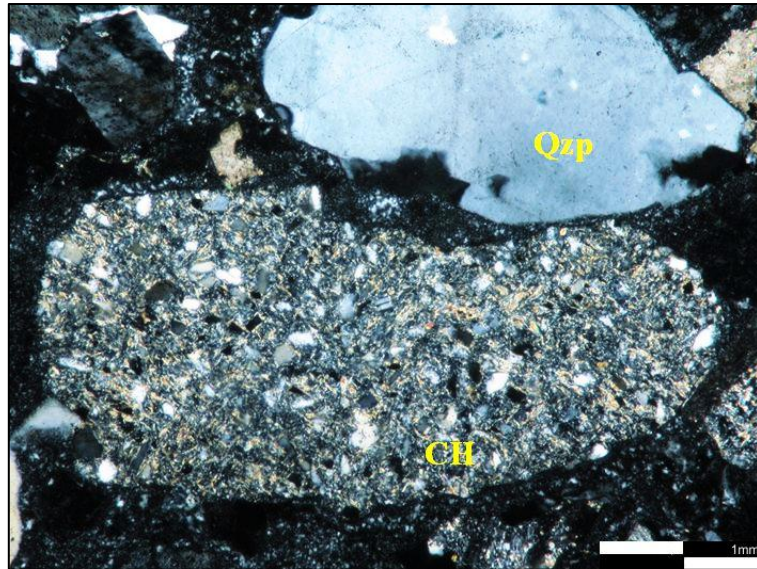
A28. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de cuarzo policristalino de origen metamórfico (Qzp) y un clasto de plagioclasa con maclado tipo albita (P). Nicoles cruzados. Objetivo 2.5x. Profundidad: 18.276'5''.



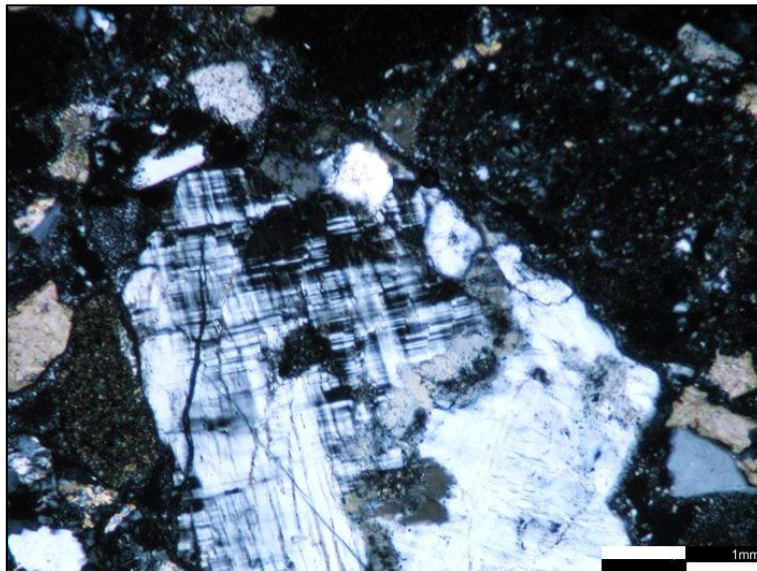
A29. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de filita micácea (FM), material carbonático cementando (C) y un clasto de cuarzo monocristalino de origen metamórfico (Qzm). Nícoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.276'5''.



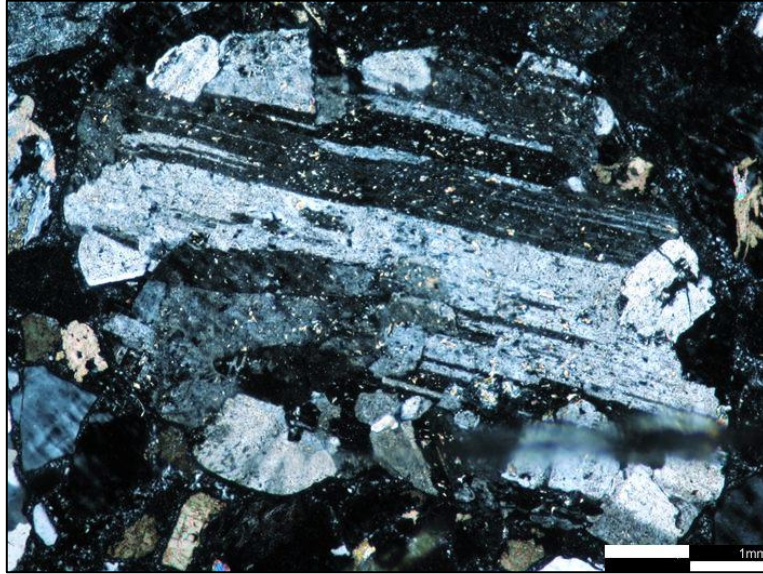
A30. En la fotomicrografía se puede observar un fragmento de roca sedimentaria pelítica (lutita o limolita, FS) y un clasto de cuarzo monocristalino de origen metamórfico (Qzm). Nícoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.276'5''.



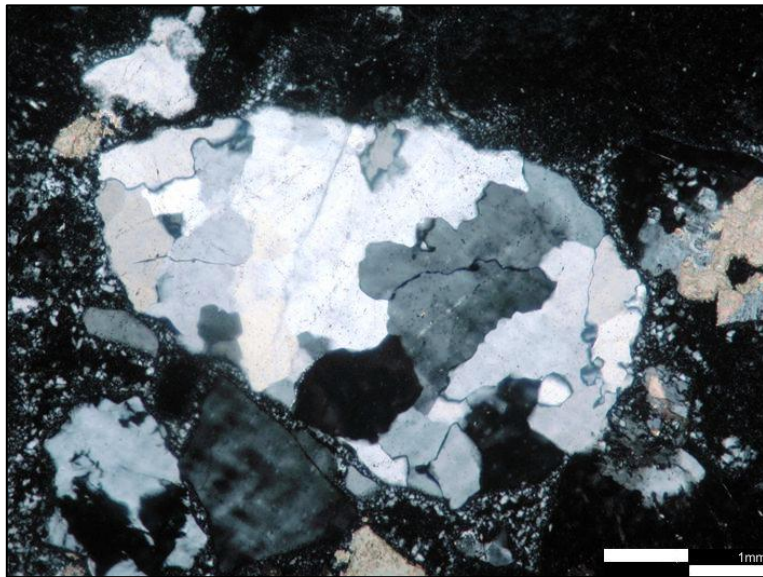
A31. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de chert constituido por cuarzos microcristalinos casi sin matriz fuertemente carbonatizado (CH) y un clasto de cuarzo monocristalino de origen metamórfico (Qzp). Nícoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.278'11''.



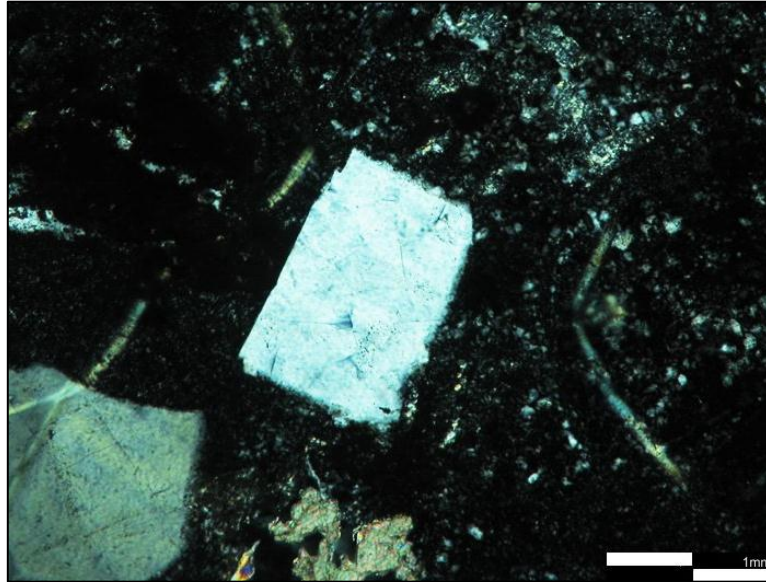
A32. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de microlino con su característico maclado tipo rejilla. Nícoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.278'11''.



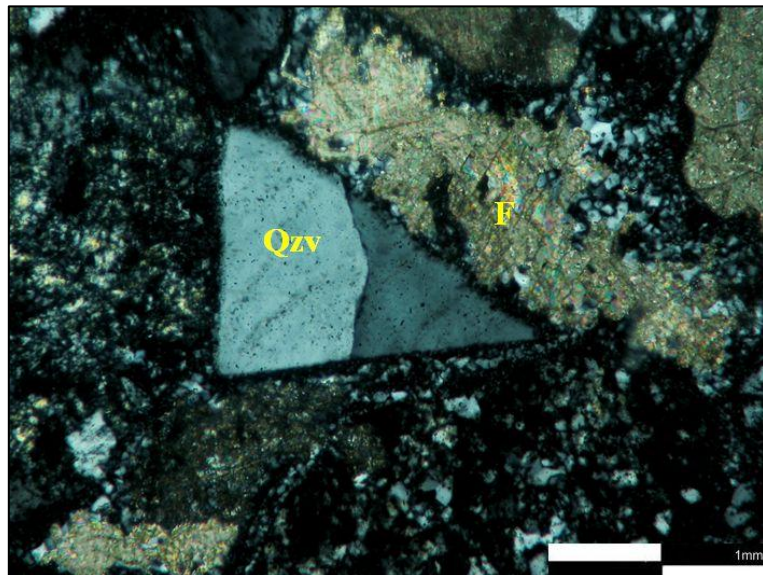
A33. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de plagioclasa tipo albita, con alteración a arcillas. Nícoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.280'8''.



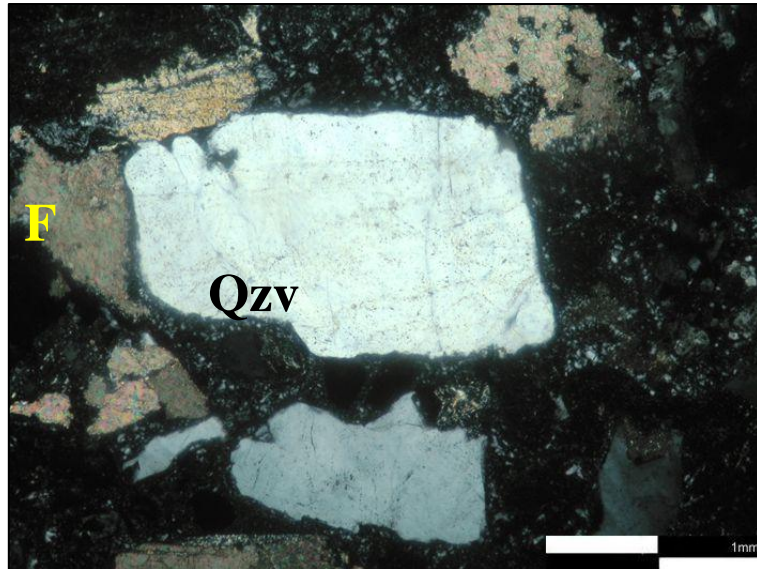
A34. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de cuarzo policristalino de origen ígneo. Nícoles cruzados. Objetivo. 5x. Profundidad: 18.280'8''.



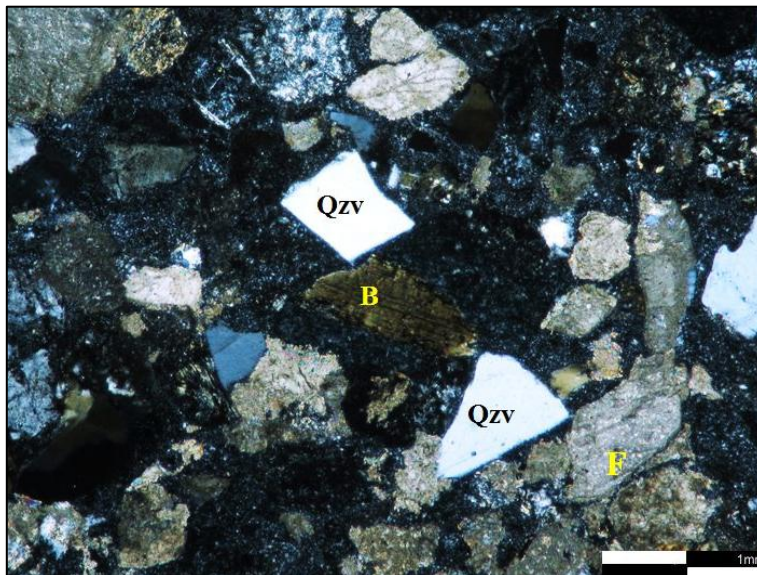
A35. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de cuarzo de origen volcánico con su característico hábito prismático y bordes rectos. Nicoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.280'8''.



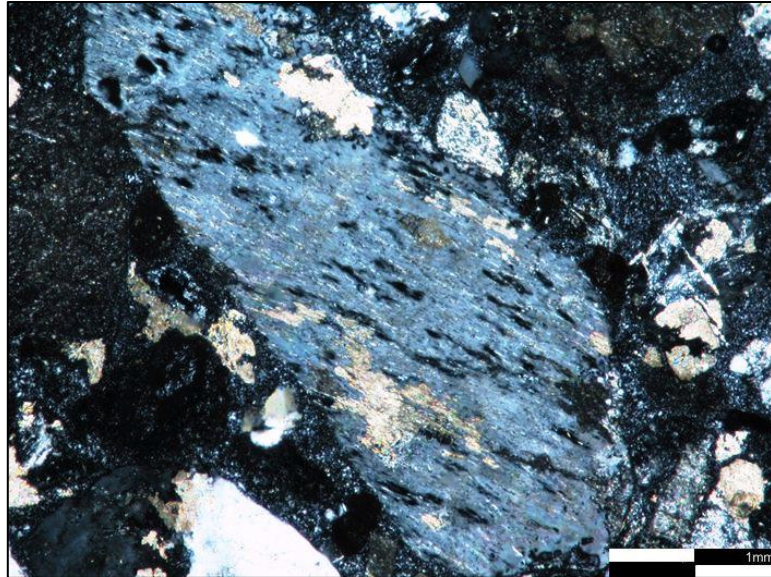
A36. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de cuarzo de origen volcánico con su característico hábito prismático y bordes rectos (Qzv), embebido en una matriz limo arcillosa con granos pequeños de cuarzo y un clasto de feldespato totalmente reemplazado por calcita (F). Nicoles cruzados. Objetivo 10x. Profundidad: 18.280'8''.



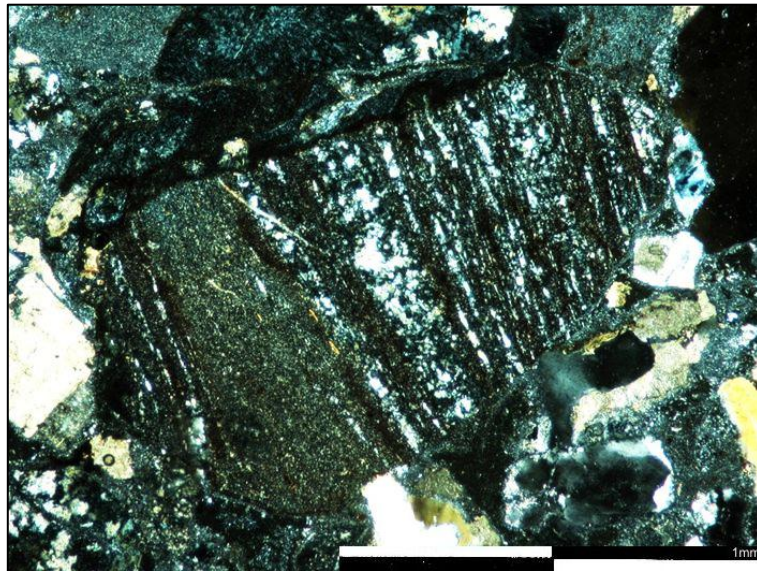
A37. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de cuarzo de origen volcánico con su característico hábito prismático y bordes rectos (Qzv), se pueden apreciar feldespatos totalmente reemplazados por calcita. Nícoles cruzados. Objetivo 10x. Profundidad: 18.280'8''.



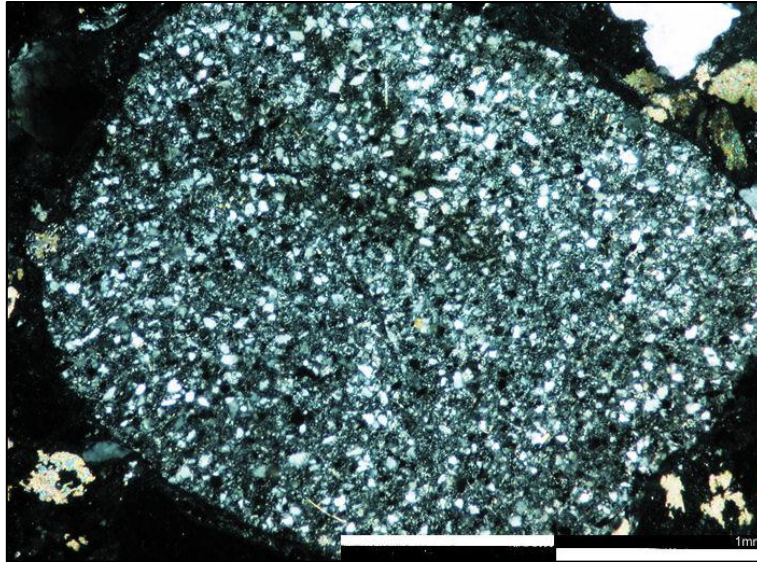
A38. En la fotomicrografía se pueden observar clastos de cuarzo de origen volcánico con su característico hábito prismático y borde recto (Qzv), clastos de biotita (B) y feldespatos totalmente reemplazados por calcita (F), embebidos en una matriz limo arcillosa constituida principalmente por pequeños granos detríticos de cuarzo y feldespatos. Nícoles cruzados. Objetivo 5x. profundidad: 18.282'8''.



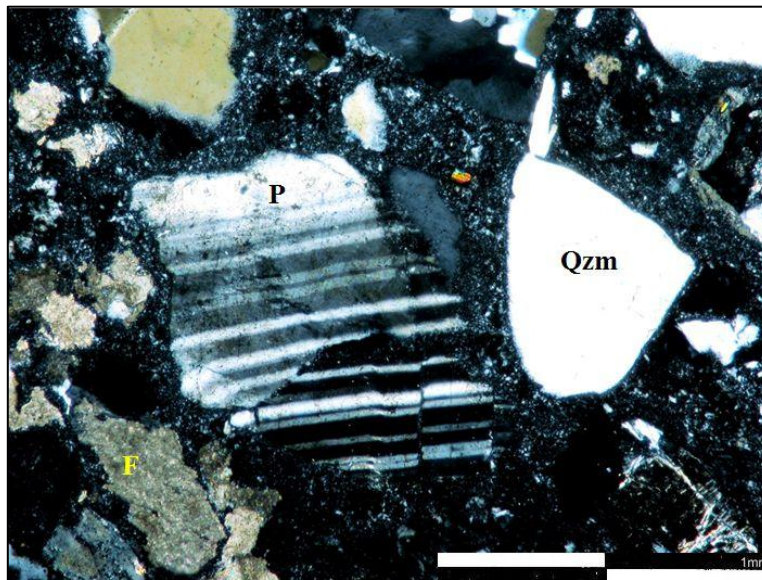
A39. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de feldespato reemplazado por calcita. Nícoles cruzados. Objetivo 5x. profundidad: 18.282'8''.



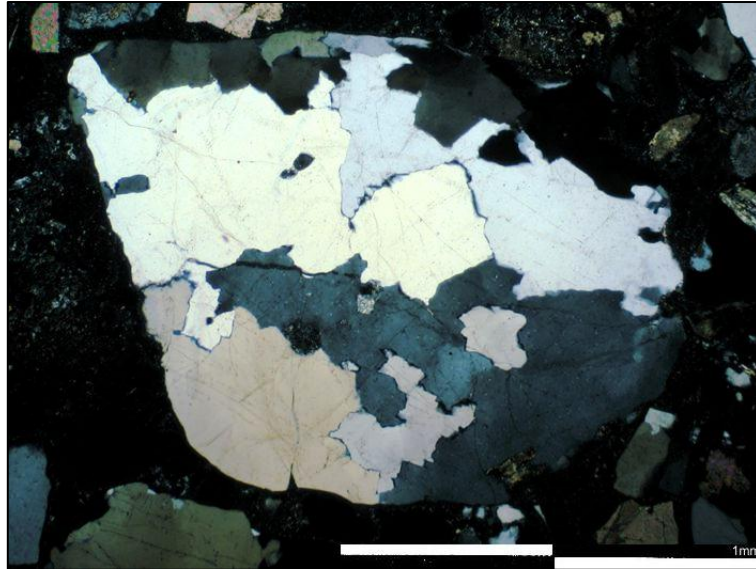
A40. En la fotomicrografía se puede observar un fragmento de limolita, se puede apreciar la laminación de los granos pequeños de cuarzo. Nícoles cruzados. Objetivo 2.5x. profundidad: 18.294'2''.



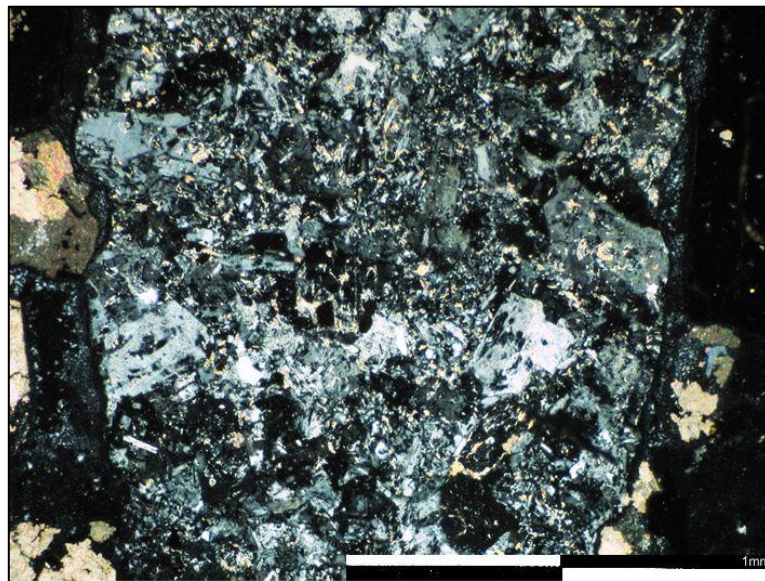
A41. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de chert constituido por cuarzos microcristalinos. Nicoles cruzados. Objetivo 2.5x. Profundidad: 18.294'2''.



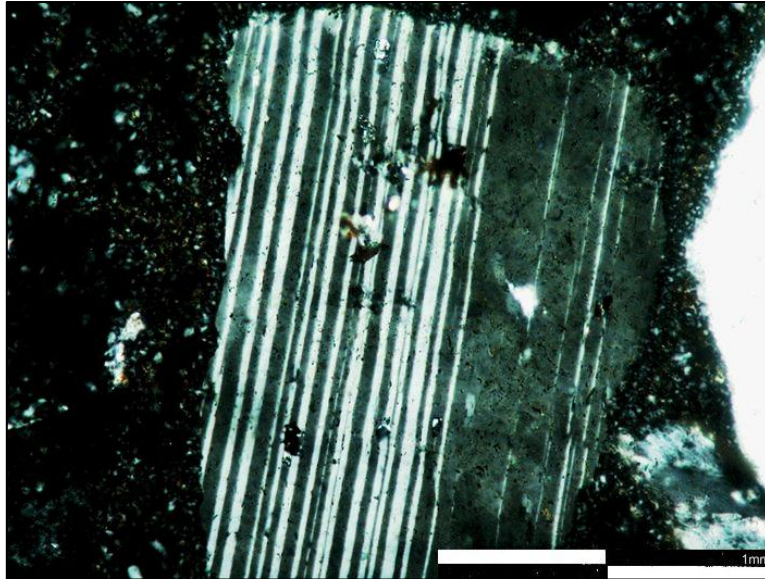
A 42. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de plagioclasa con maclado tipo albita (P), un clasto de cuarzo monocristalino de origen ígneo (Qzm), clastos de feldspatos reemplazados por calcita (F), embebidos en una matriz limo arcillosa constituida de pequeños granos de cuarzos, se puede apreciar cristales de circón como mineral accesorio en la matriz. Nicoles cruzados. Objetivo 20x. Profundidad: 18.294'2''.



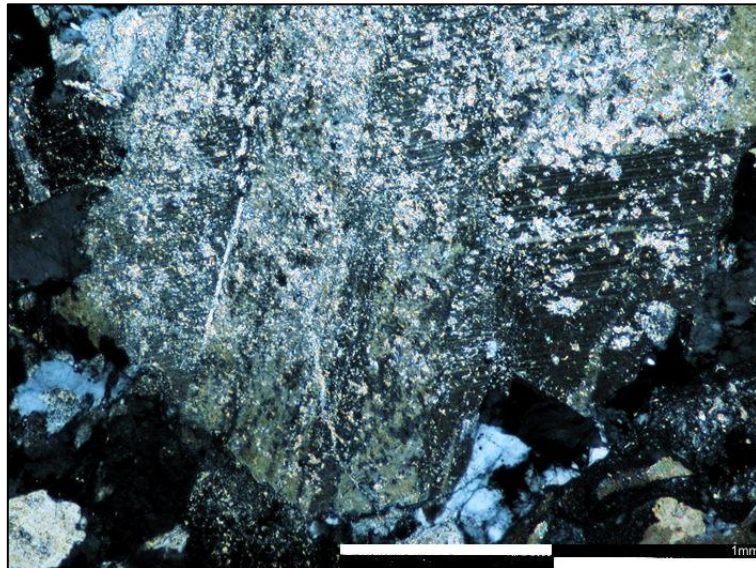
A43. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de cuarzo policristalino de origen metamórfico. Nicoles cruzados. Objetivo 2.5x. Profundidad: 18.296'6''.



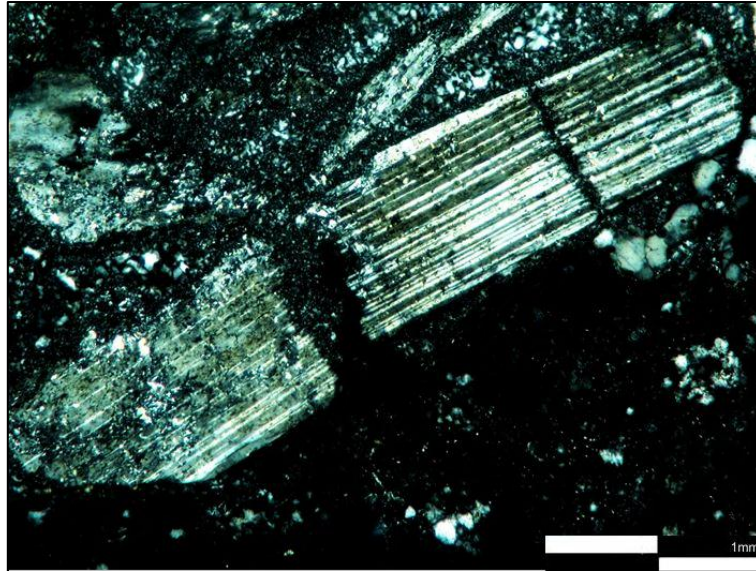
A 44. En la fotomicrografía se puede observar un fragmento de roca volcánica (riolita) mostrando una matriz desvirificada de grano muy fino. Nicoles cruzados. Objetivo 2.5x. Profundidad: 18.296'6''.



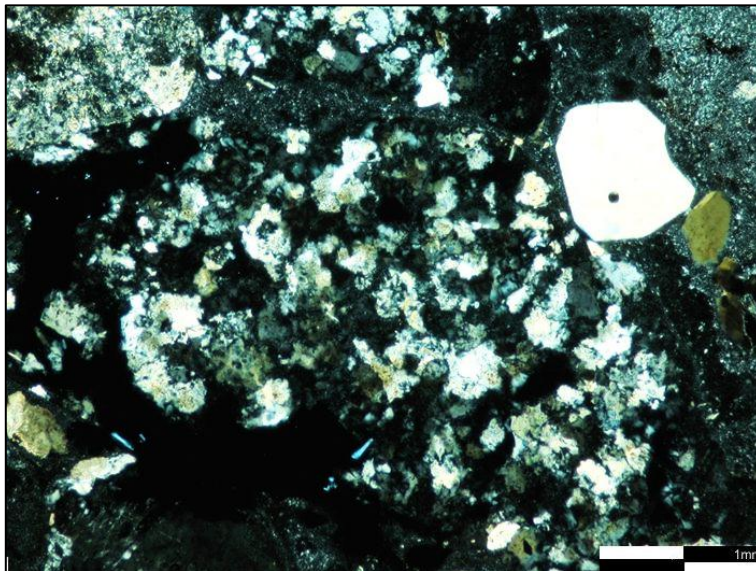
A45. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de plagioclasa maclada tipo albita con inclusiones granos de cuarzo embebida en una matriz limo arcillosa constituida de granos pequeños de cuarzo y arcillas. Nicoles cruzados. Objetivo. 20x. Profundidad: 18.296'6''.



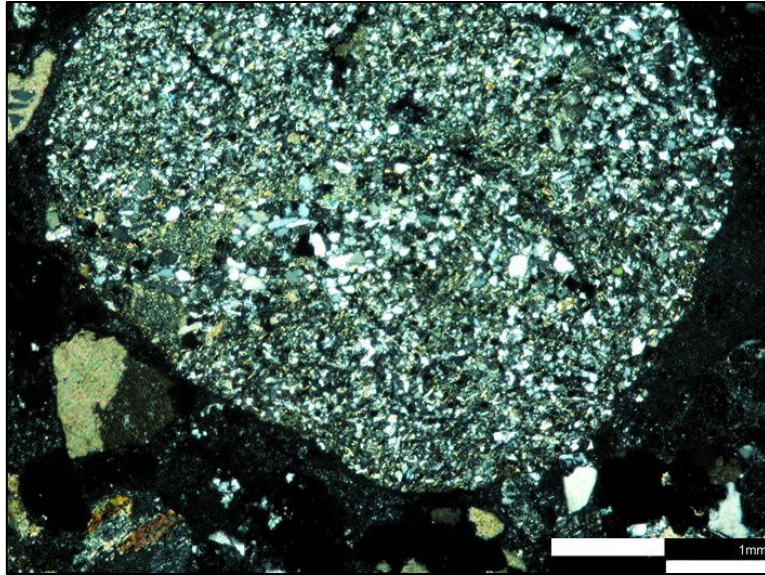
A 46. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de plagioclasa sericitizada. Nicoles cruzados. Objetivo 2.5x. Profundidad: 18.300'6''.



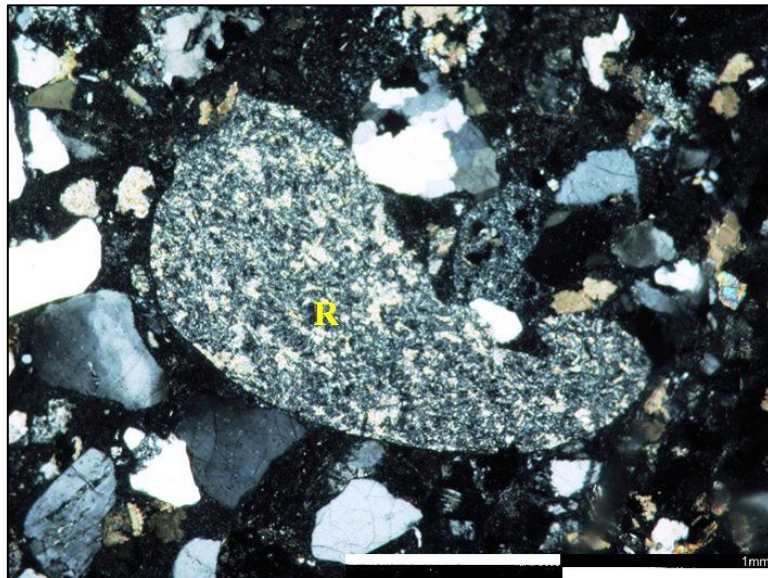
A 47. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de plagioclasa con maclado tipo albita, se encuentra fracturada y presenta inclusiones de granos de cuarzos y micas, embebida en una matriz limo arcillosa con pequeños granos de cuarzo. Nícoles cruzados. Objetivo 10x. Profundidad: 18.300'6''.



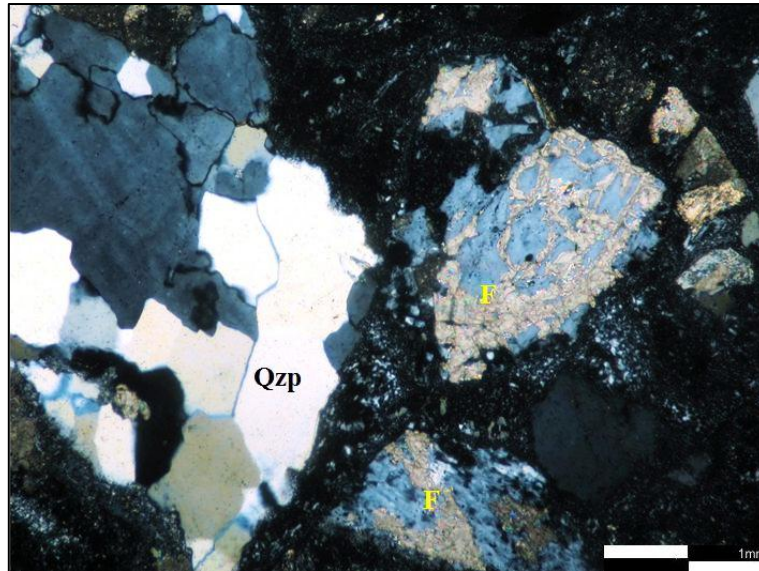
A48. La fotomicrografía muestra un fragmento de riolita, con cristales de feldespato y cuarzo en una matriz desvitrificada. Nícoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.300'6''.



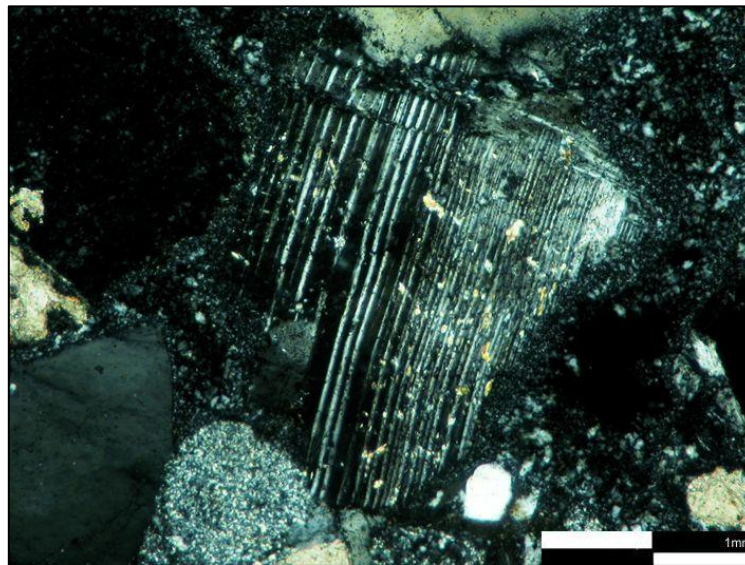
A49. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de chert constituido por cristales microcristalinos de cuarzo en una matriz arcillosa. Nícoles cruzados. Objetivo 10x. Profundidad: 18.300'6''.



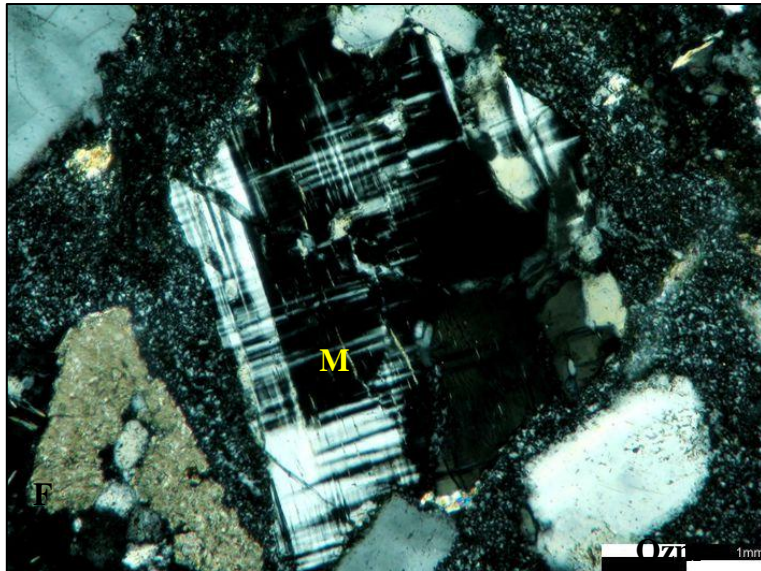
A50. En la fotomicrografía se puede observar un fragmento de riolita (lava), constituida por cristales rectangulares de sanidina, plagioclasa maclada y cuarzo volcánico, la matriz se encuentra desvirificada con presencia de clastos muy finos (R). Nícoles cruzados. Objetivo 2.5x. Profundidad: 18.300'10''.



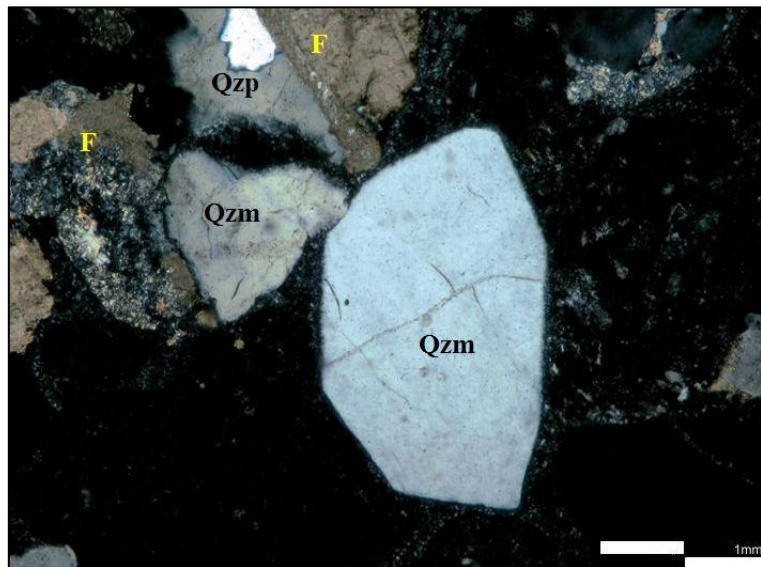
A51. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de feldespato en proceso de reemplazo por calcita (F) y un clasto de cuarzo policristalino de origen ígneo (Qzp) embebidos en una matriz limo arcillosa constituida por pequeños cristales de cuarzo. Nicoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.303'7''.



A52. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de plagioclasa con maclado tipo albita alterando a arcillas (sericita). Nicoles cruzados. Objetivo 10x. Profundidad: 18.303'7''.



A53. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de microclino con su característico maclado en rejilla (M), clastos de feldespatos totalmente reemplazados por calcita (F) y clastos de cuarzo monocristalinos de origen ígneo (Qzm), embebidos en una matriz limo arcillosa constituida por pequeños cristales de cuarzo. Nicoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.304'7''.



A54. En la fotomicrografía se puede observar clastos de cuarzo monocristalinos y policristalinos de origen ígneo (Qzm) y clastos de feldespatos totalmente reemplazados por calcita (F). Nicoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.304'7''.

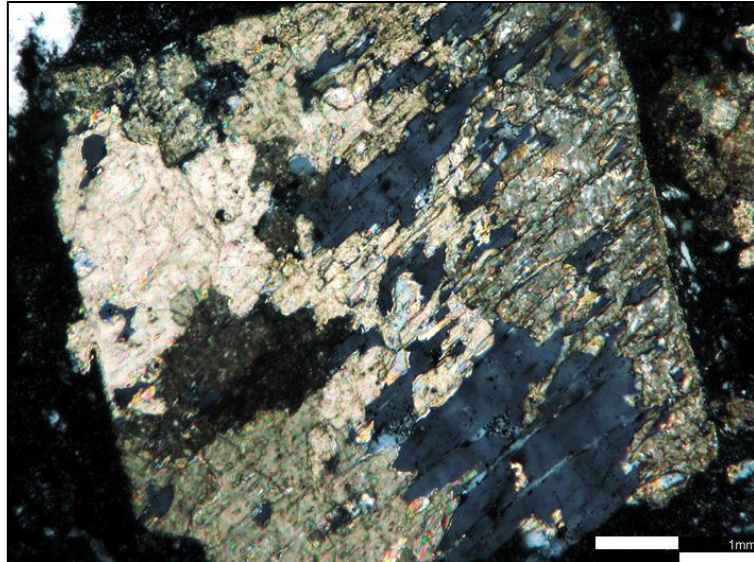


Figura 55. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de feldespato en proceso de reemplazo por calcita. Nícoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.304'7''.

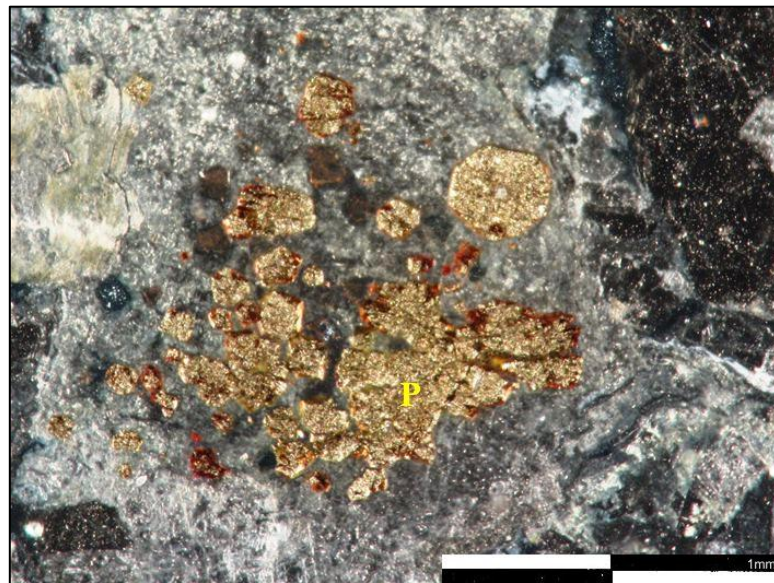
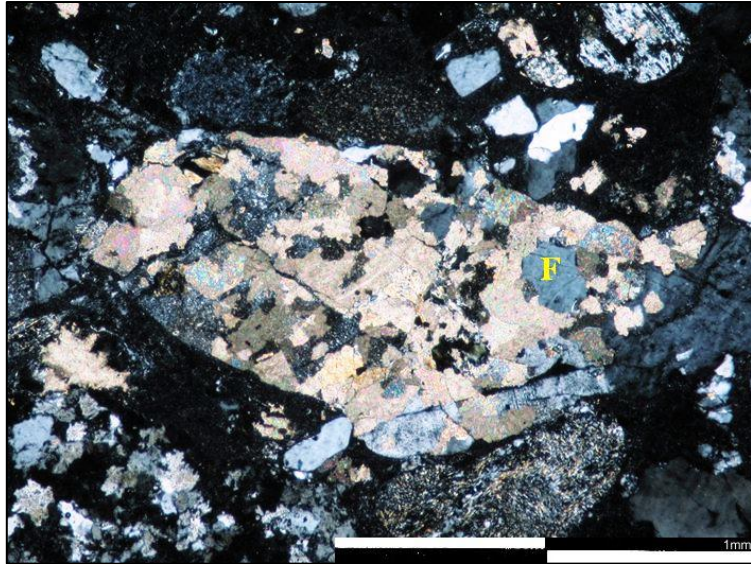
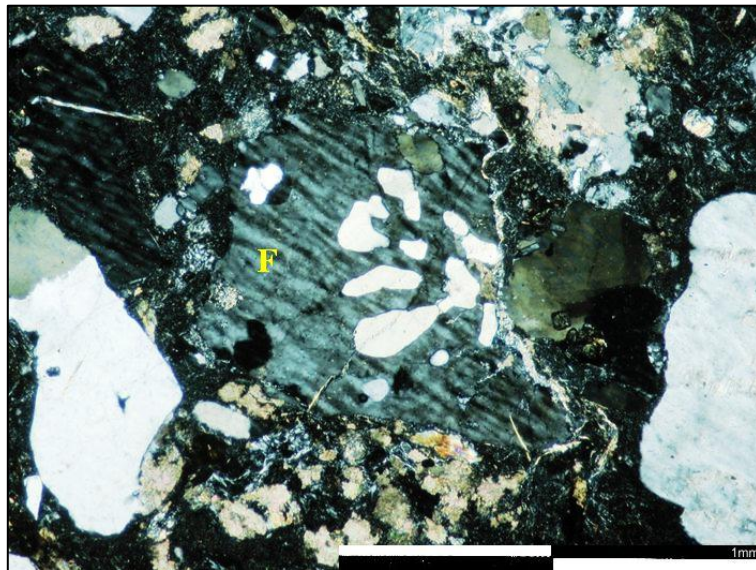


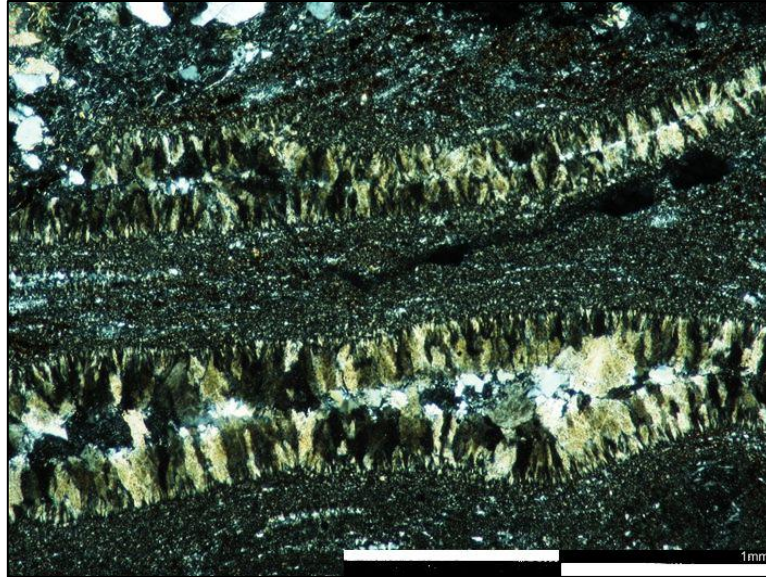
Figura 56. En la fotomicrografía se puede observar pirita (P). Luz directa. Objetivo 20x. Profundidad: 18.305'8''.



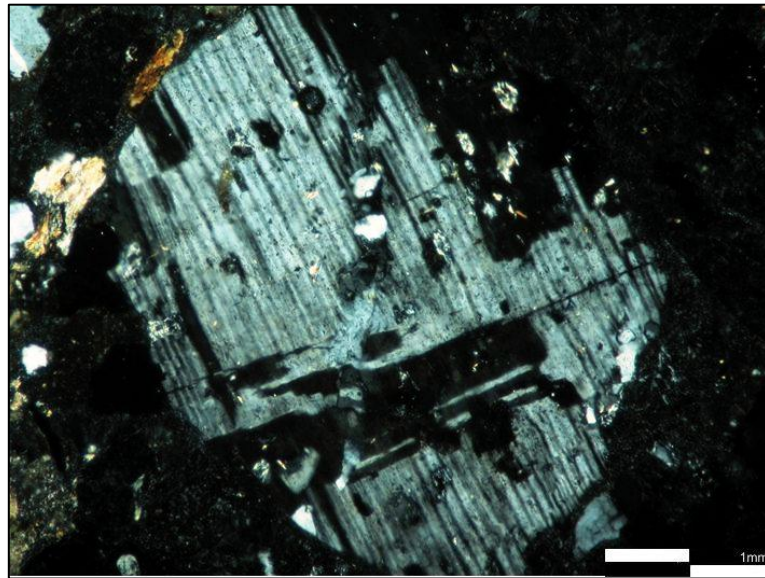
A 57. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de feldespato en proceso de reemplazo por calcita (F). Nicoles cruzados. Objetivo 2.5x. Profundidad: 18.305'8''.



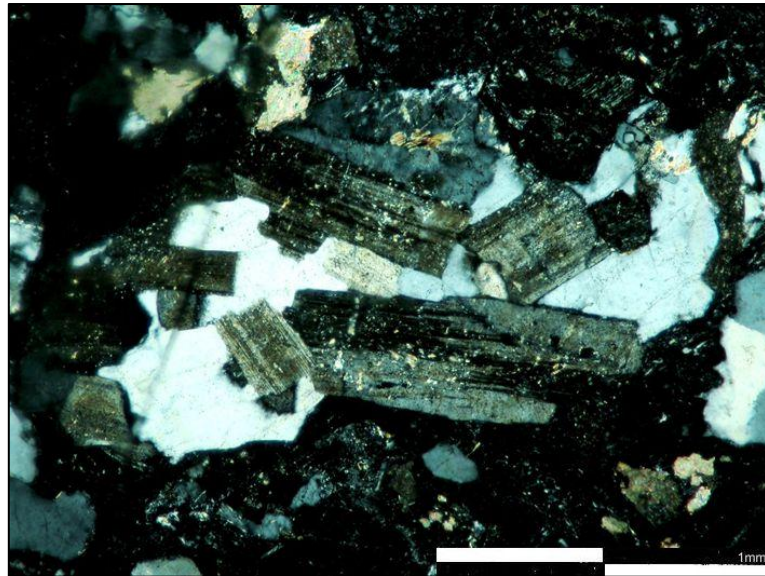
A58. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de feldespato presentando intercrecimiento de cuarzo desarrollando una textura granofírica (F). Nicoles cruzados. Objetivo 2.5x. Profundidad: 18.305'8''.



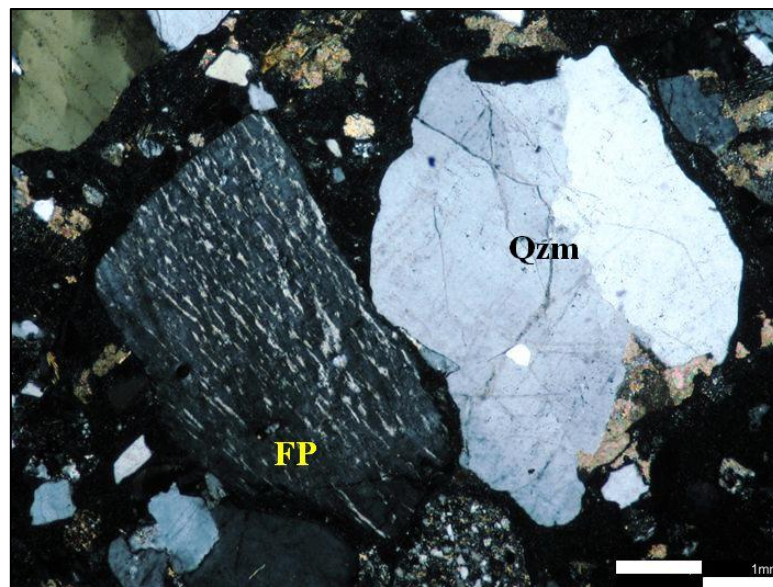
A59. En la fotomicrografía se puede observar un fragmento de limolita cortado por una vetilla de clorita-cuarzo, su extinción paralela, hábito plumoso, y color anómalo de interferencia blanco-azulado. Nícoles cruzados. Objetivo 2.5x. Profundidad: 18.305'8''.



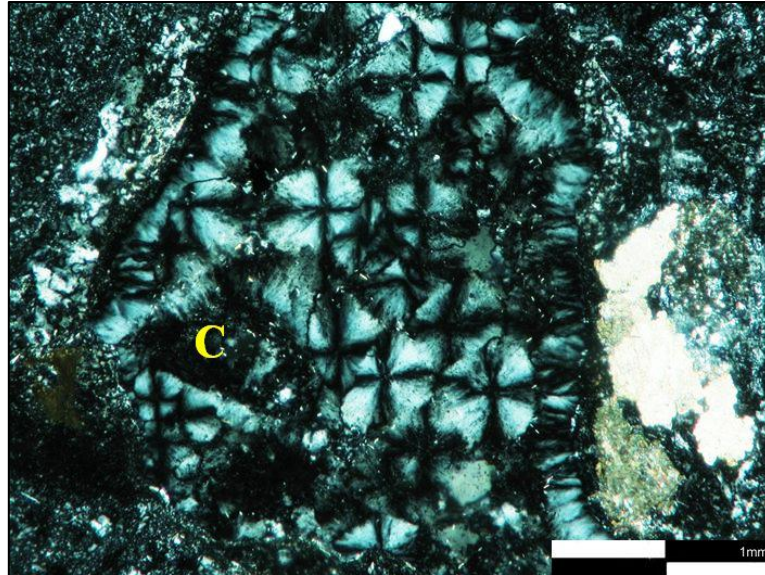
A60. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de plagioclasa maclada tipo albita con inclusiones de pequeños granos de cuarzos y micas. Nícoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.306'8''.



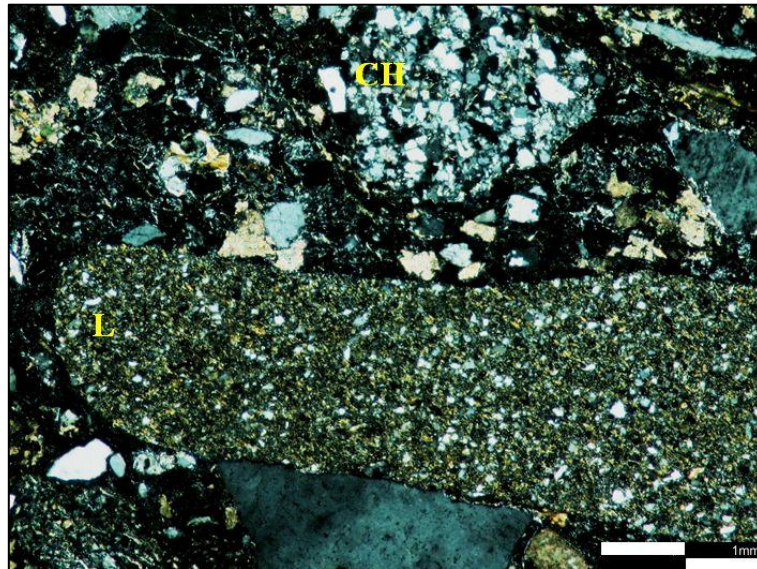
A61. En la fotomicrografía se pueden observar clastos de plagioclasas con maclado tipo albita alterando a arcillas. Nícoles cruzados. Objetivo 20x. Profundidad: 18.308'.



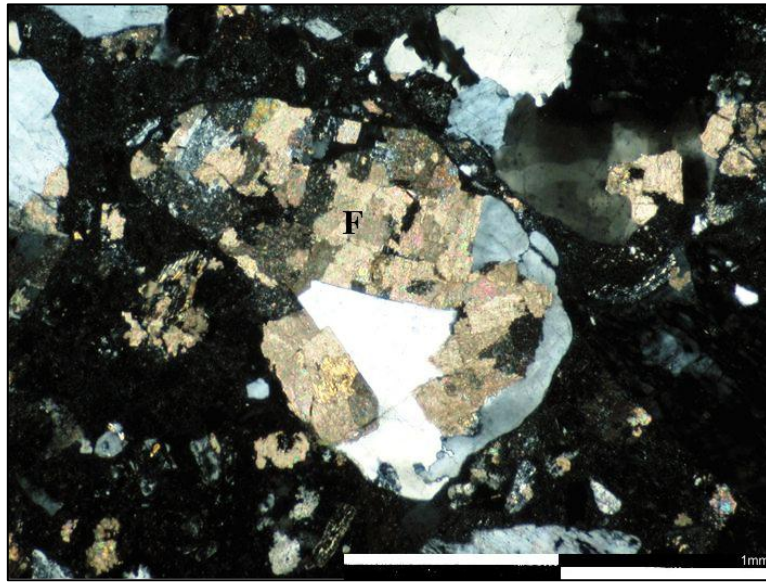
A62. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de feldespato desarrollando una textura perítica debido al intercrecimiento de cristales plagioclasa (FP) y un clasto de cuarzo monocristalino de origen metamórfico (Qzm). Nícoles cruzados. Objeto 5x. Profundidad: 18.310'9''.



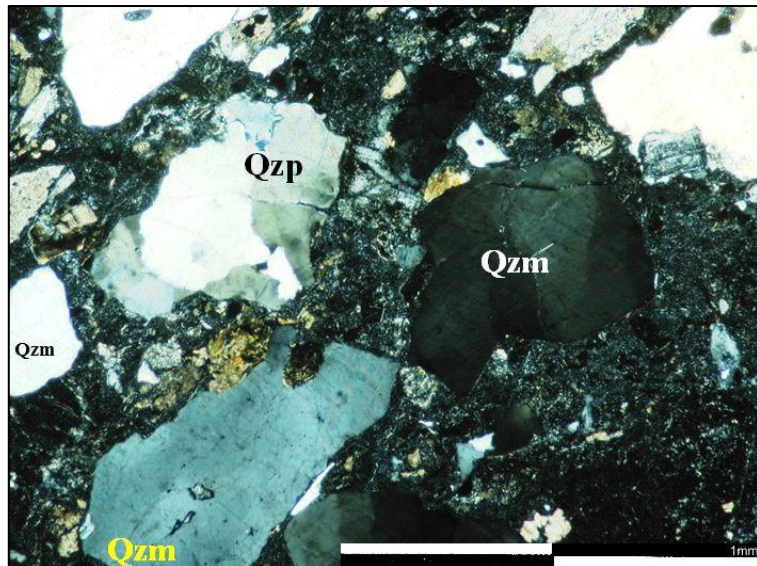
A 63. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de calcedonia (C). Nicoles cruzados. Objetivo 10x. Profundidad: 18.310'9''.



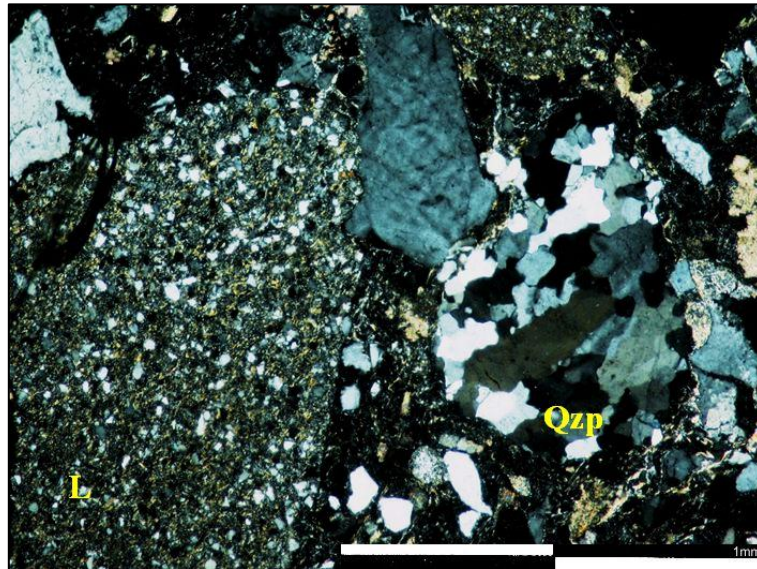
A64. En la fotomicrografía se observa un fragmento de limolita, con pequeños granos de cuarzo en una matriz arcillosa (L) y un clasto de chert (CH). Nicoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.310'9''.



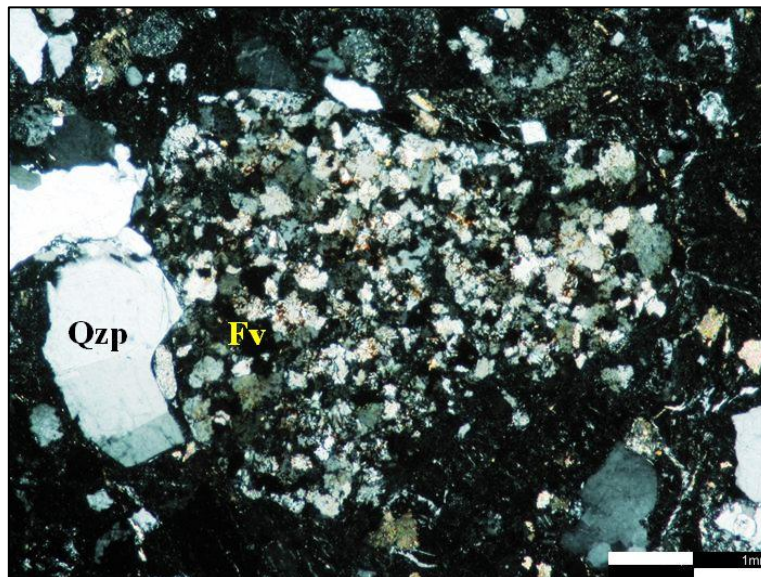
A65. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de feldespato en proceso de reemplazo por calcita (F). Nícoles cruzados. Objetivo 2.5x. Profundidad: 18.310'9''.



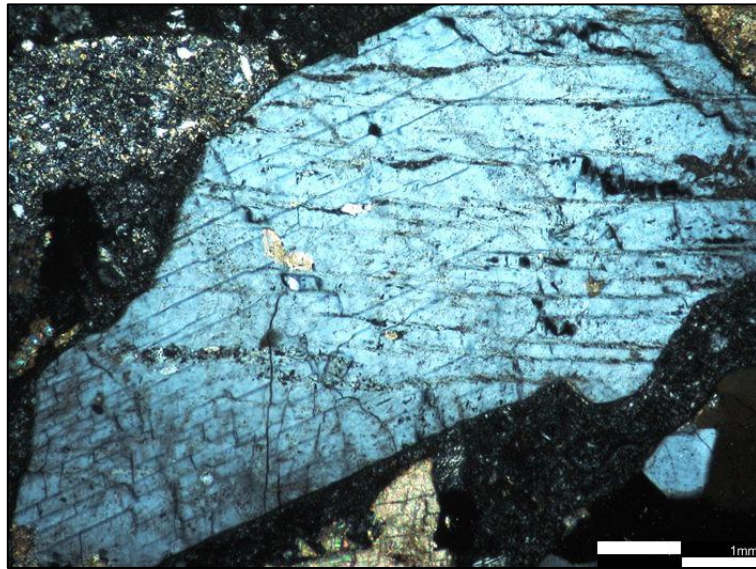
A 66. La fotomicrografía muestra clastos de cuarzos de origen metamórfico policristalinos (Qzp) y monocristalinos (Qzm). Nícoles cruzados. Objetivo 2.5x. Profundidad: 18.310'9''.



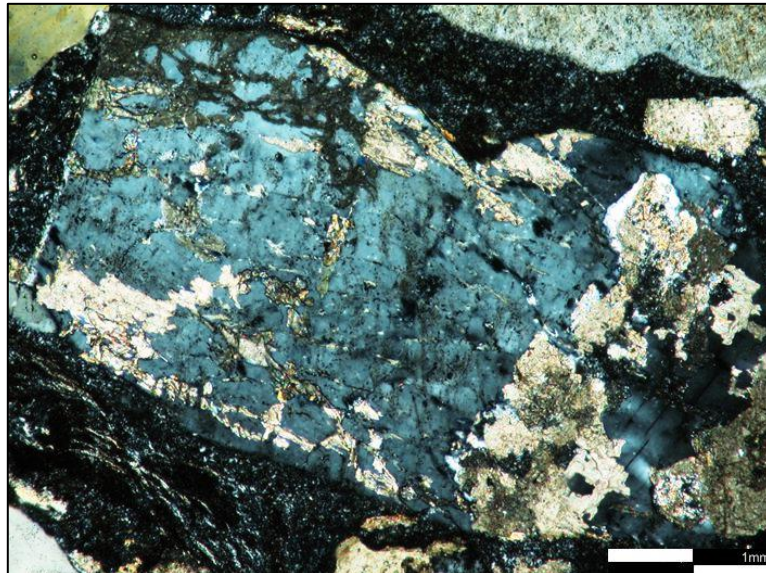
A67. En la fotomicrografía se puede observar un fragmento de limolita (L), cuarzo policristalino de origen ígneo (Qzp). Nicoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.310'9''.



A 68. La fotomicrografía muestra un fragmento volcánico, con cristales de cuarzo fracturados y de feldspatos alterados con bordes angulosos carbonatizados (Fv) en contacto cóncavo-convexo con clastos d cuarzoes policristalinos de origen ígneo (Qzp). Nicoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.310'9''.

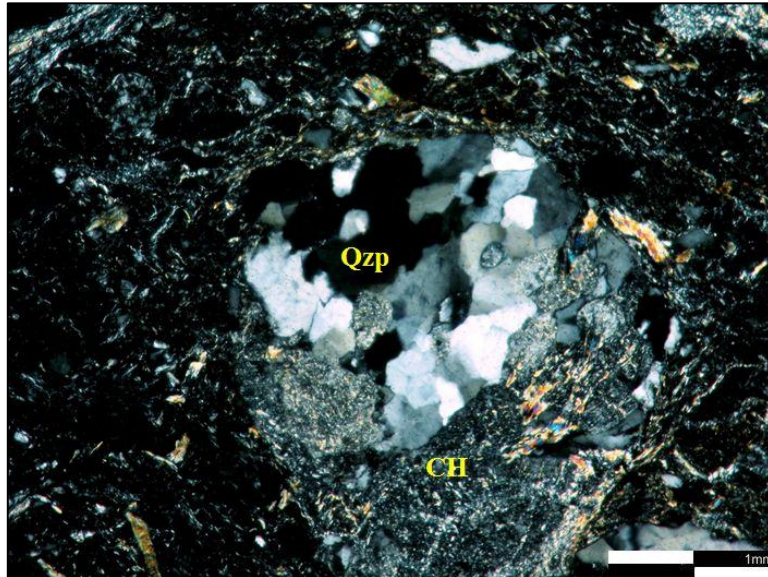


A69. La fotomicrografía muestra un clasto de feldespato, levemente perítico, con pequeñas inclusiones de cuarzo. Nicales cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.311'2''.

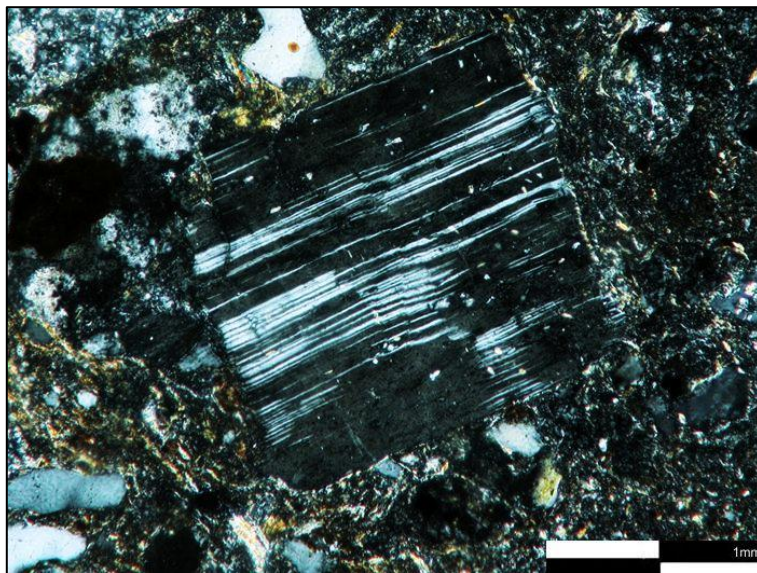


A70. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de feldespato, levemente perítico, con pequeñas inclusiones de cuarzo. Nicales cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.311'2''.

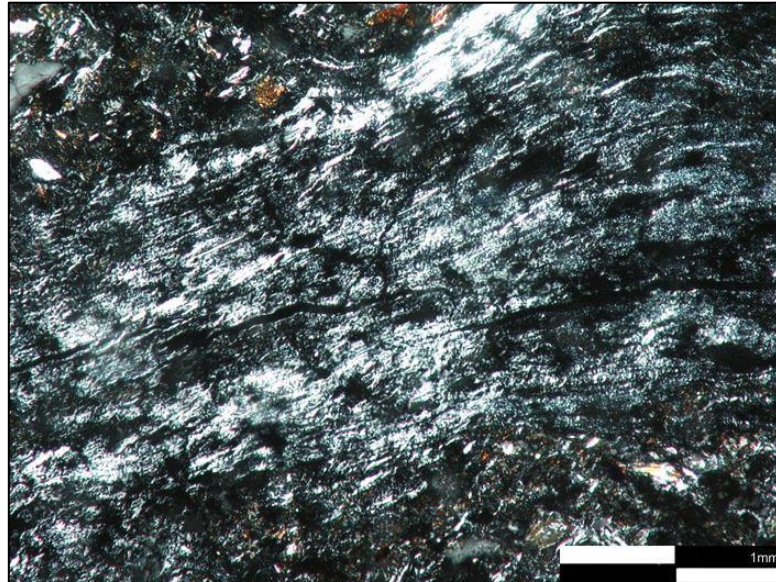
## 2.2 ARENISCAS CONGLOMERÁTICAS



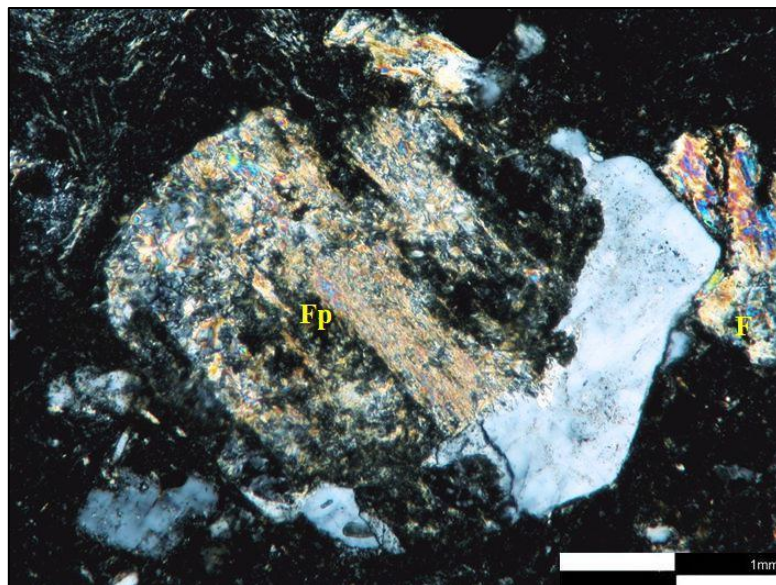
A71. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de cuarzo policristalino de origen ígneo (Qzp) en contacto con un clasto de chert (CH) y se puede apreciar micas (muscovita), embebidos en una matriz constituida de pequeños cristales de cuarzos. Nícoles cruzados. Objetivo. 5x. Profundidad: 18.264'9''.



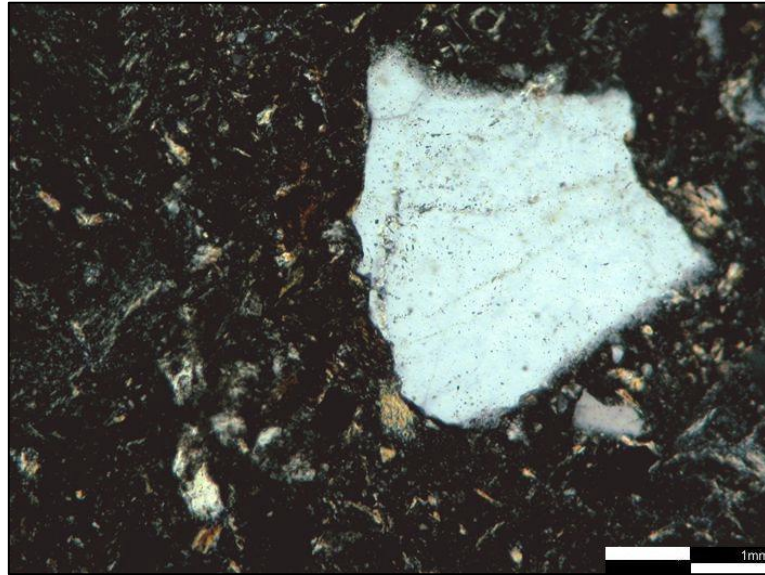
A72. La fotomicrografía muestra un clasto de plagioclasa tipo albita con inclusiones de cuarzos con una matriz constituida por pequeños granos detríticos embebidos en una mezcla de arcillas sin diferenciar bajo luz polarizada. Nícoles cruzados. Objetivo 10x. Profundidad: 18.264'9''.



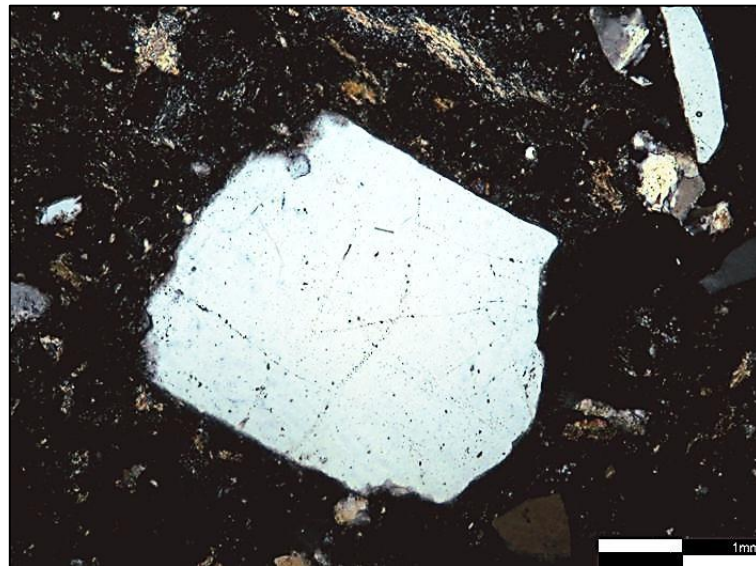
A73. En la fotomicrografía se observa textura de flujo en la matriz. Nícoles cruzados. Objetivo 10x. Profundidad: 18.264'9''.



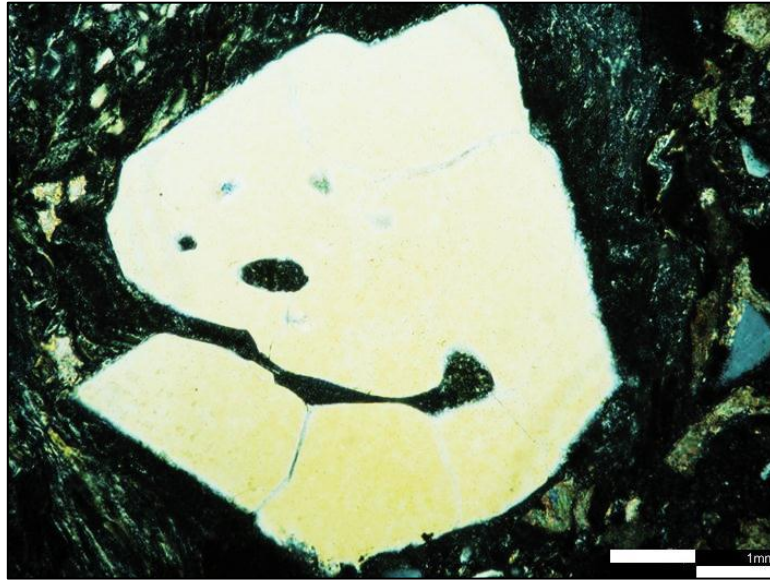
A74. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de feldespato reemplazado por calcita en contacto cóncavo-convexo (Fp) con un fragmento de filita (F). Nícoles cruzados. Objetivo 10x. Profundidad: 18.267'2''.



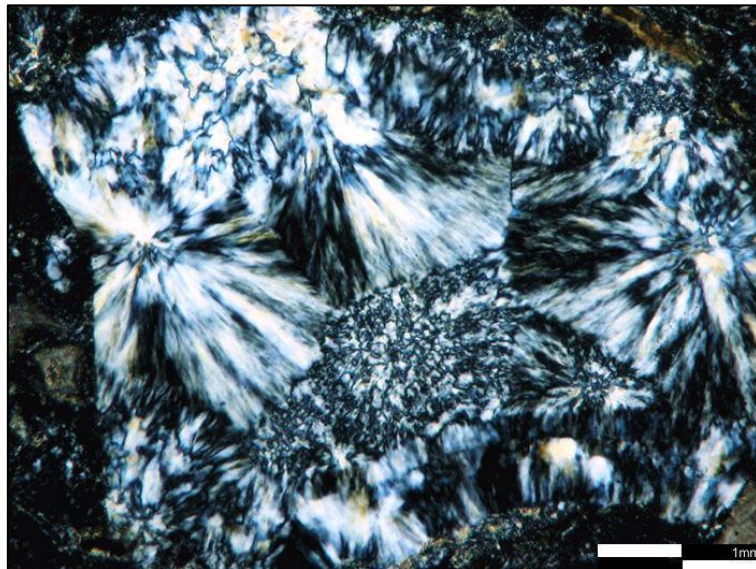
A75. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de cuarzo monocristalino de origen ígneo embebido en una matriz con pequeños cristales de cuarzo y material carbonático. Nicoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.267'2''.



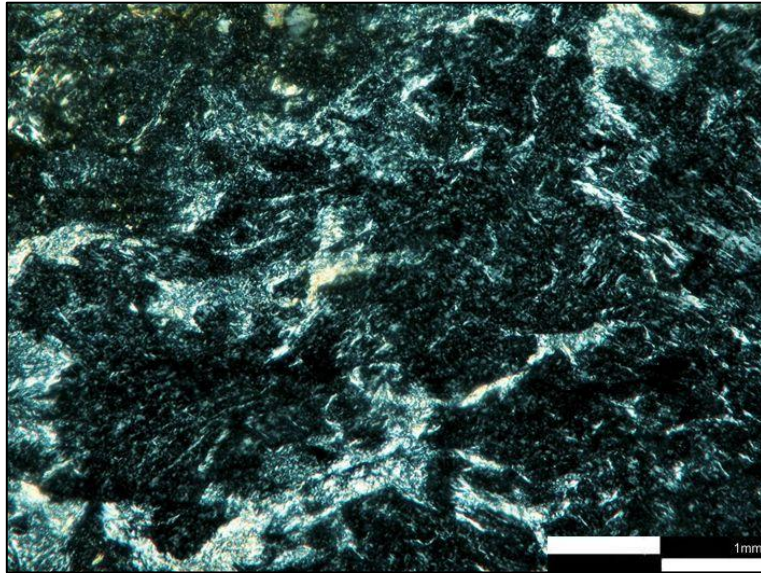
A76. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de cuarzo volcánico con hábito prismático y bordes rectos embebido en una matriz con pequeños cristales de cuarzo. Nicoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.267'2''.



A77. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de cuarzo monocristalino de origen volcánico embebido en una matriz con pequeños cristales de cuarzo. Nicoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.267'4''.



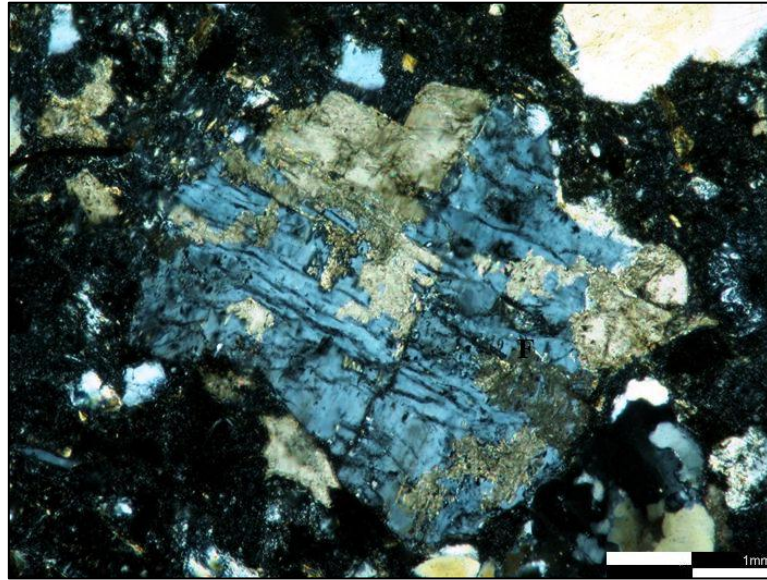
A78. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de calcedonia con textura plumosa, presenta extinción radial. Nicoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.267'4''



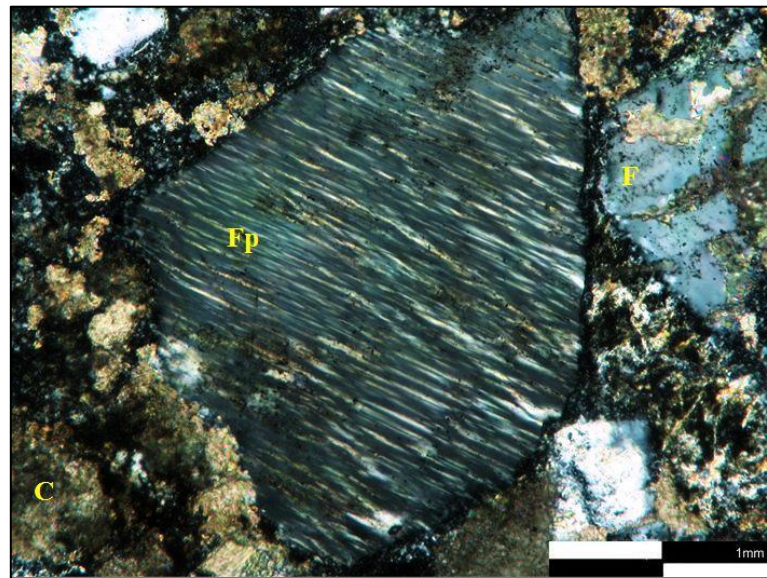
A79. En la fotomicrografía se puede observar la matriz con textura de flujo. Nícoles cruzados. Objetivo 10x. Profundidad: 18.267'4''.



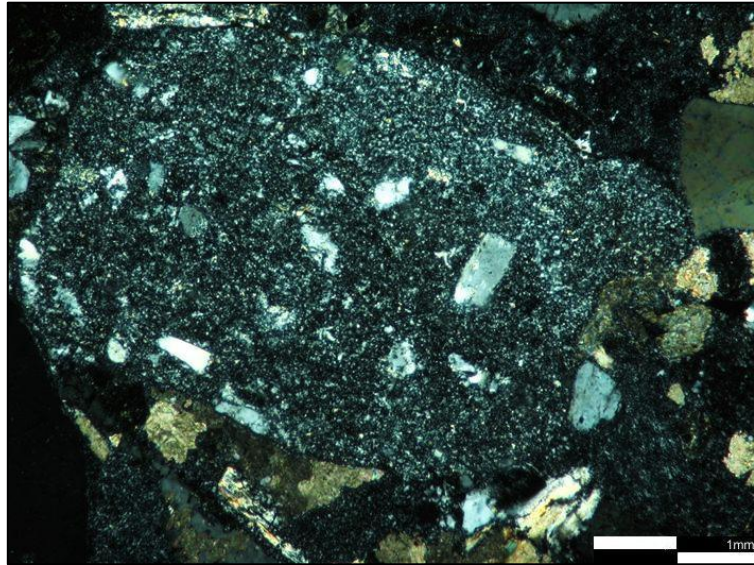
A80. En la fotomicrografía se puede observar un fragmento de filita micácea (FM) y feldespatos (F) reemplazados por calcita. Nícoles cruzados. Objetivo 10x. Profundidad: 18.267'4''.



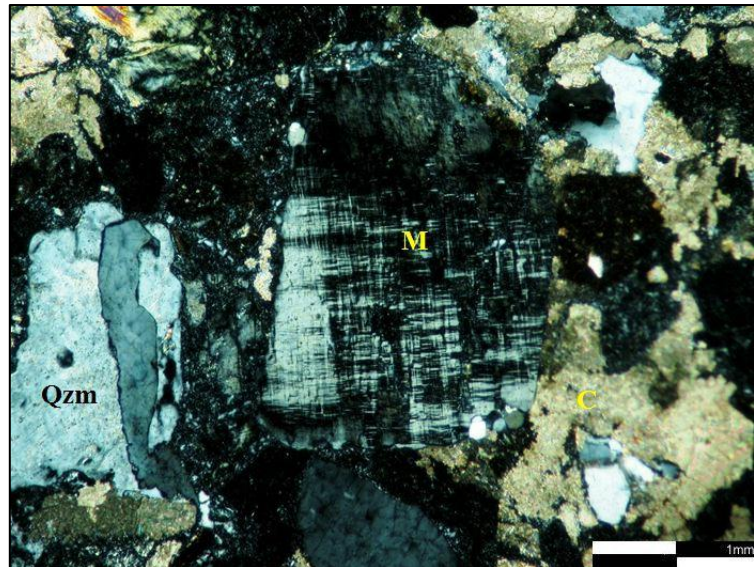
A81. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de feldespato reemplazado por calcita. Nicoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.267'4''.



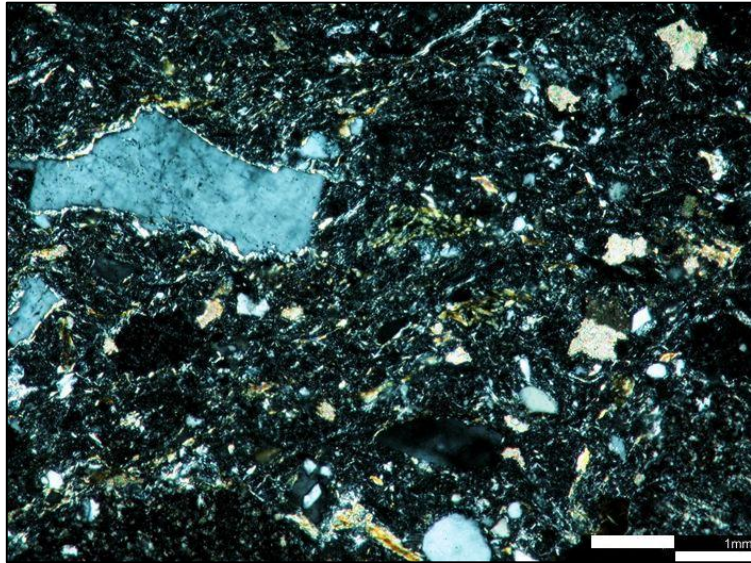
A82. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de feldespato con textura perítica (Fp), se puede apreciar un clasto de feldespato reemplazado por calcita (F) y cemento de calcita (C), la matriz está constituida por pequeños granos de cuarzo. Nicoles cruzados. Objetivo 10x. Profundidad: 18.270'.



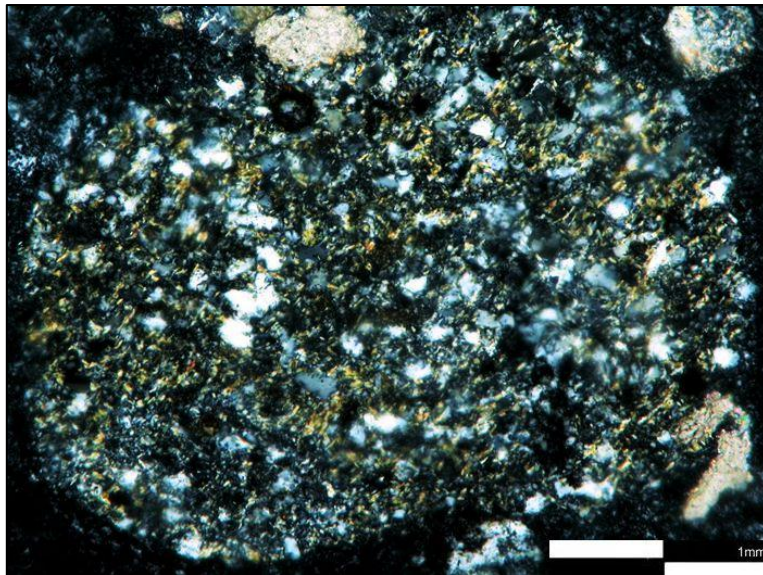
A83. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de lava o toba riolítica. Nicoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.270'.



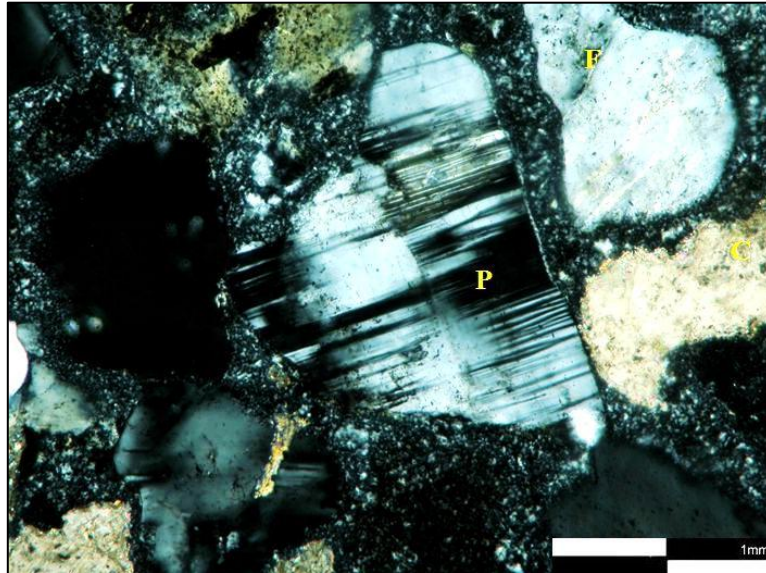
A84. La fotomicrografía muestra un clasto de microclino con su maclado característico en rejilla (M), clastos de cuarzo monocristalinos de origen metamórfico (Qzm) y cemento de calcita (C), la matriz está constituida por pequeños granos de cuarzo. Nicoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.270'.



A85. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de feldspato con una textura tipo borde de reacción embebido en una matriz con textura de flujo, constituida principalmente por pequeños granos detríticos en una mezcla de arcillas sin diferenciar bajo luz polarizada. Nicoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.270'8''.

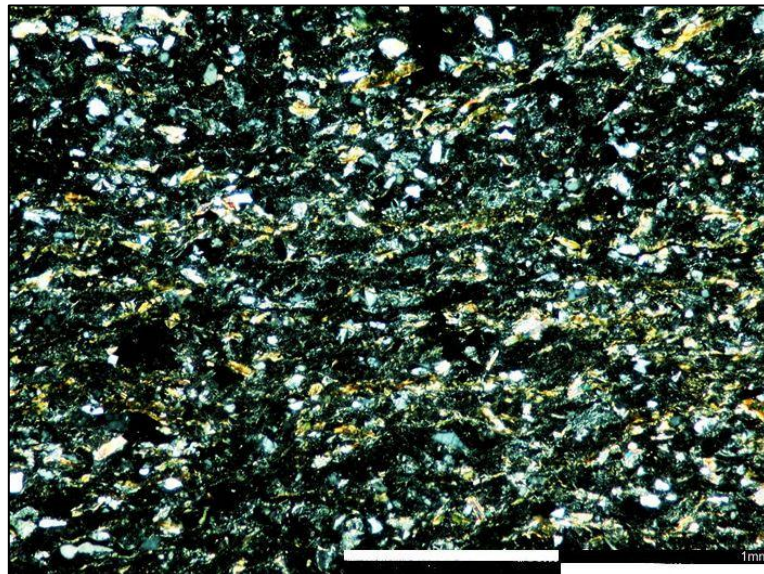


A86. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de calcedonia radial (vidrio félsico desvitrificado). Nicoles cruzados. Objetivo. 10x. Profundidad: 18.270'8''.

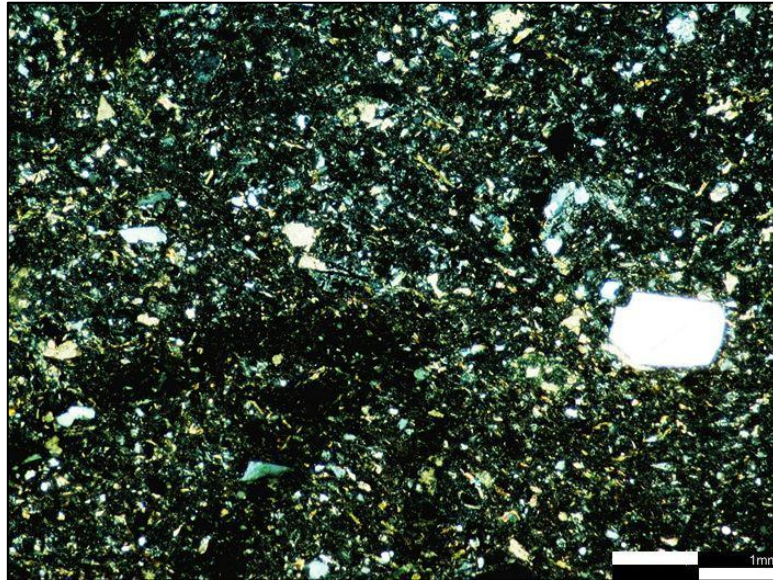


A87. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de plagioclasa con maclado tipo albita en contacto grano-matriz (P), se puede apreciar un clasto de feldespato levemente perítico (F) y cemento de calcita (C), la matriz está constituida principalmente por pequeños granos de cuarzo. Nícoles cruzados. Objetivo 10x. Profundidad: 18.270'8''.

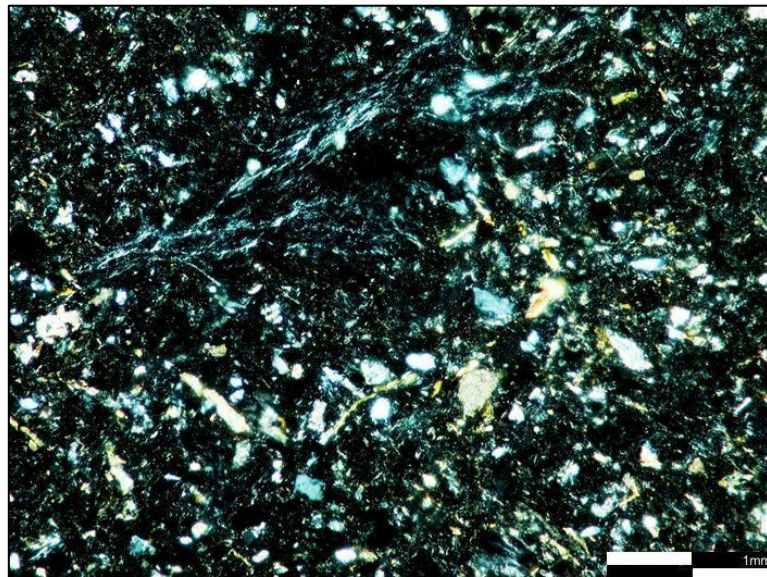
### 2.3 GRAUVACAS



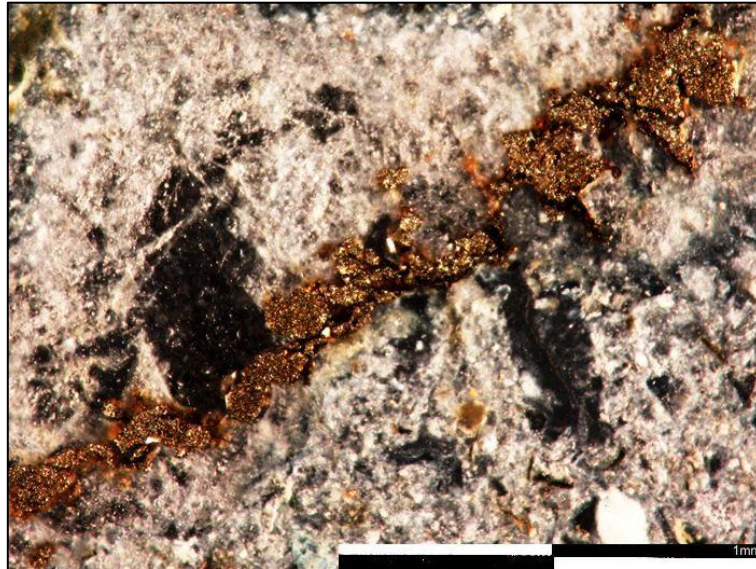
A88. En la fotomicrografía se pueden observar una matriz constituida por granos pequeños de cuarzo, feldspatos y micas. Se puede apreciar una orientación entre los granos describiendo una textura de flujo. Nícoles cruzados. Objetivo 2.5x. Profundidad: 18.283'.



A89. En la fotomicrografía se pueden observar una matriz constituida por granos pequeños de cuarzo, feldspatos y micas. Se puede apreciar un clasto de cuarzo monocristalino de origen volcánico. Nícoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.284'2''.



A90. En la fotomicrografía se pueden observar una matriz constituida por granos pequeños de cuarzo, feldspatos y micas presentando una textura de flujo. Nícoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.284'2''.



A91. En la fotomicrografía se puede observar granos de pirita. Luz directa. Objetivo 2.5x. Profundidad: 18.284'2''.

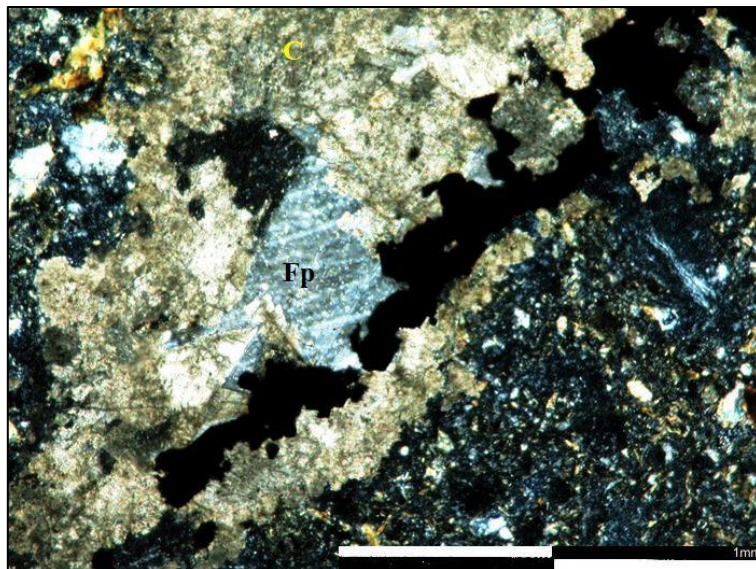
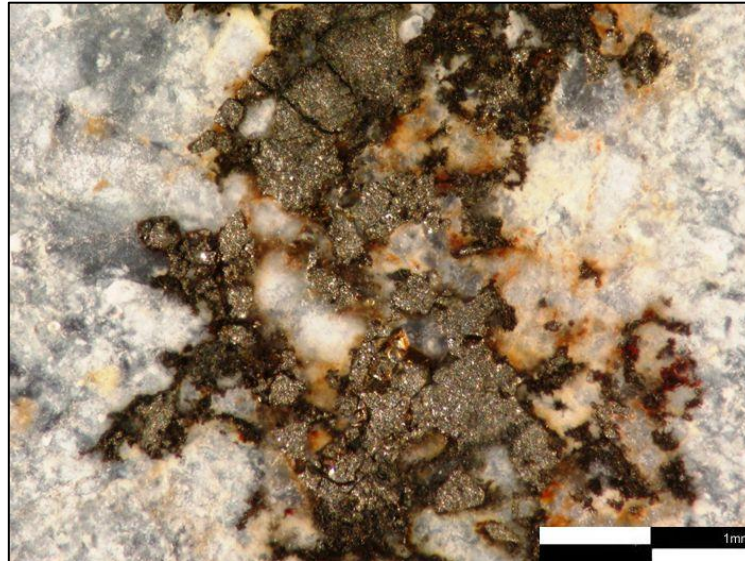
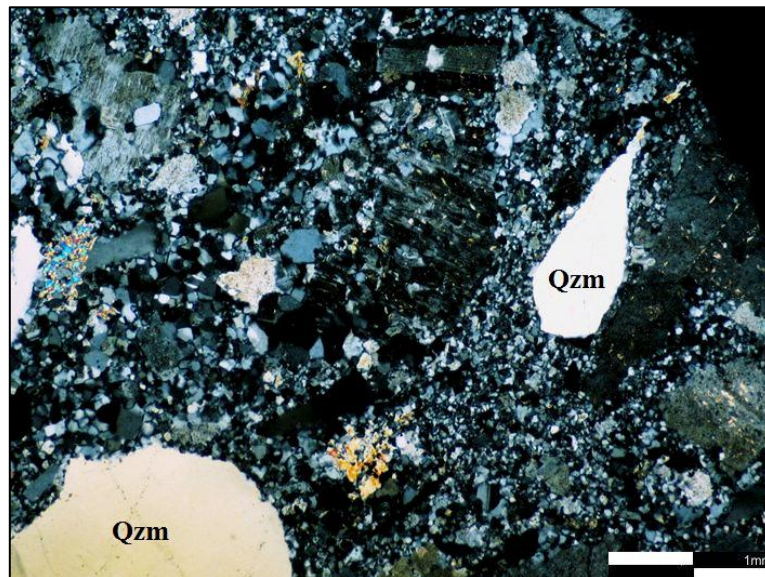


Figura 92. En la fotomicrografía se puede observar un clasto de feldespato perítico desarrollando reemplazo de calcita (Fp), en contacto con cemento de calcita (C) y se muestra una matriz constituida por pequeños granos de cuarzos, micas y circones. Objetivo 2.5x. Profundidad: 18.284'2''.

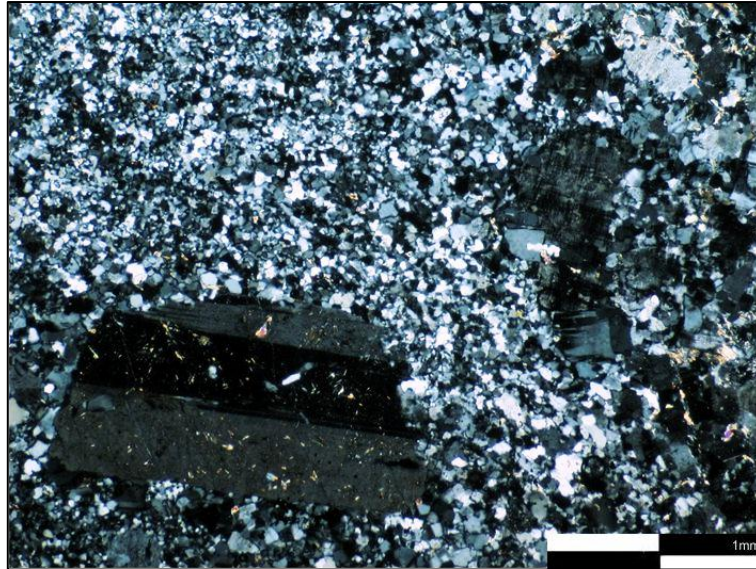


A93. En la fotomicrografía se puede observar granos de pirita. Luz directa. Objetivo 10x. Profundidad: 18.286'9''

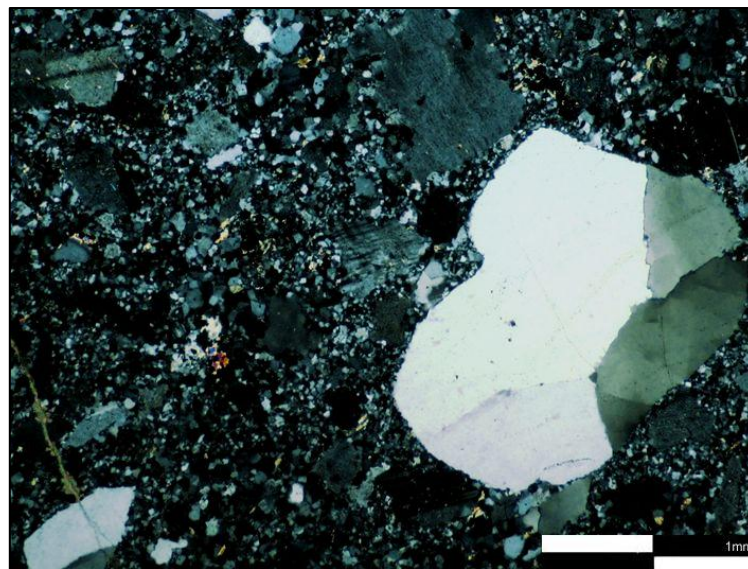
## 2.4 GRANITO



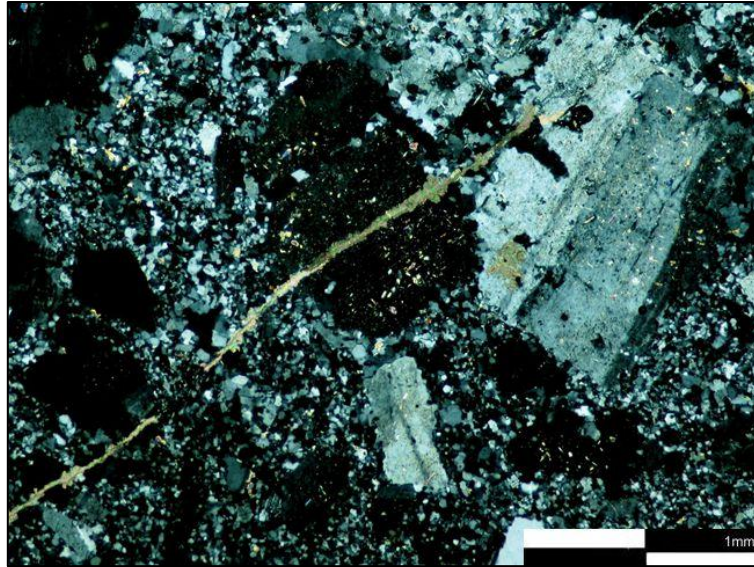
A94. En la fotomicrografía se pueden observar clastos cuarzos monocristalinos de origen ígneo (Qzm), en una matriz constituida por granos pequeños granos de cuarzo, feldspatos, plagioclasas y micas. Nícoles cruzados. Objetivo 5x. Profundidad: 18.296'6''.



A95. En la fotomicrografía se pueden observar clastos de plagioclasa tipo albita con inclusiones de granos de cuarzos alteando a arcillas y pequeños circones, en una matriz constituida por clastos microcristalinos de cuarzo, feldespatos y micas. Nicoles cruzados. Objetivo 10x. Profundidad: 18.296'6''.

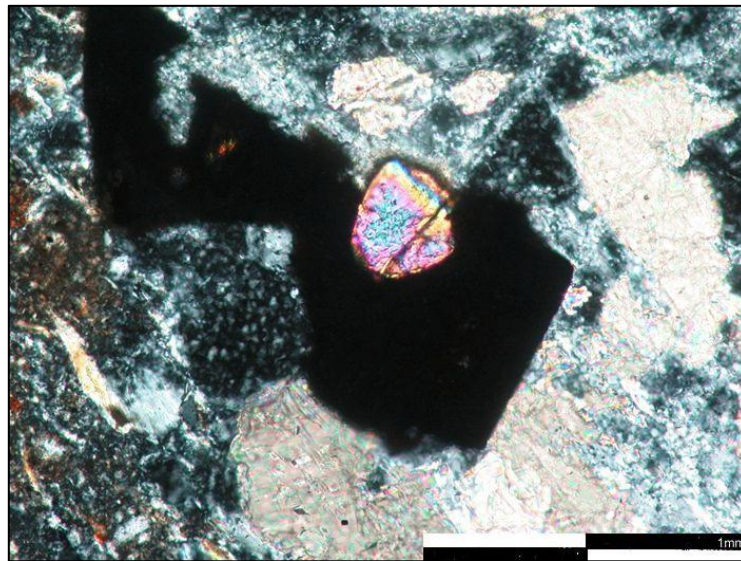


A96. En la fotomicrografía se pueden observar clastos de cuarzos policristalinos de origen ígneo, feldespatos (ortosa y microclino) y plagioclasas tipo albita en una matriz constituida por granos pequeños granos de cuarzo, feldespatos y micas. Nicoles cruzados. Objetivo 10x. Profundidad: 18.296'6''.



A97. En la fotomicrografía se muestra un plagioclasa tipo albita en una matriz constituida por granos pequeños de cuarzo, feldspatos y micas. Se puede apreciar una fractura rellena de material carbonático. Nicoles cruzados. Objetivo 10x. profundidad: 18.296'6''.

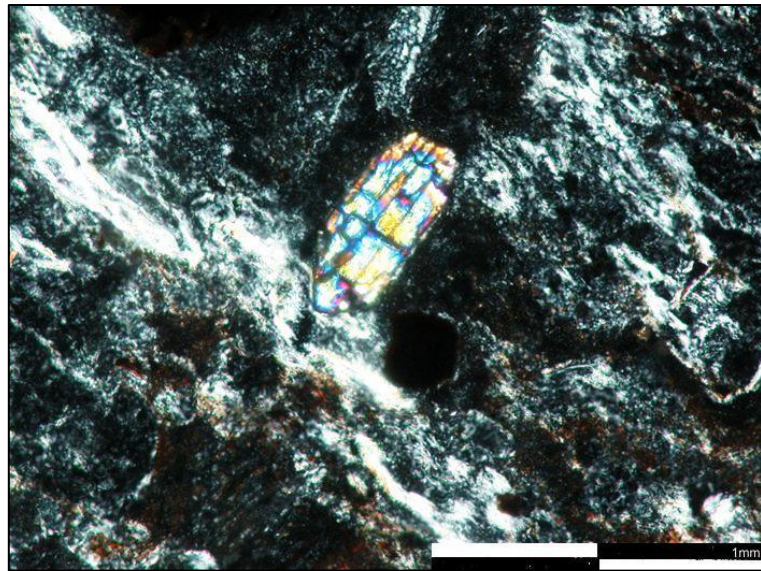
## 2.5 CIRCONES



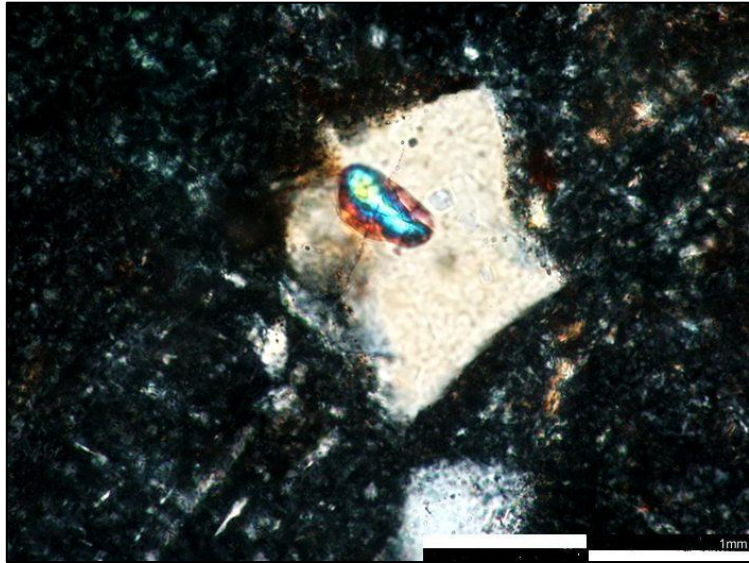
A98. En la fotomicrografía se observa un cristal de circón. Nicoles cruzados. Objetivo 20x. Profundidad: 18.264'9''.



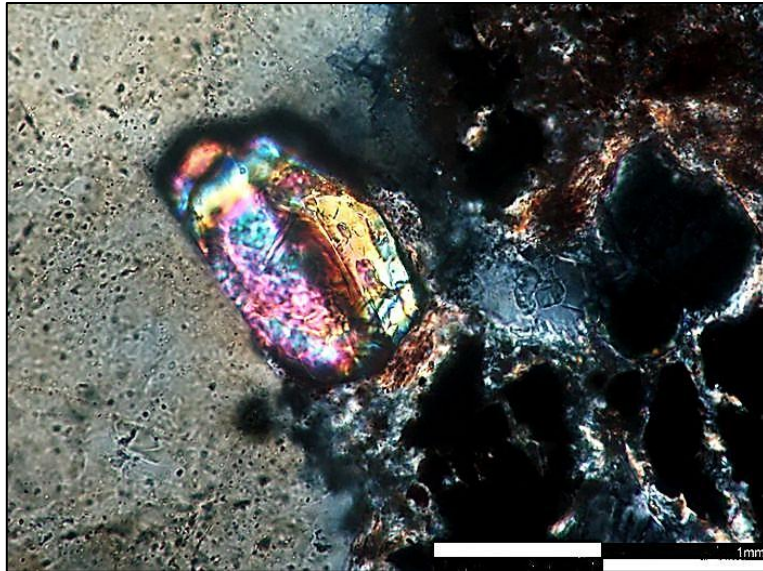
A99. En la fotomicrografía se muestra un cristal de circón. Nícoles cruzados. Objetivo 20x. Profundidad: 18.264'9''.



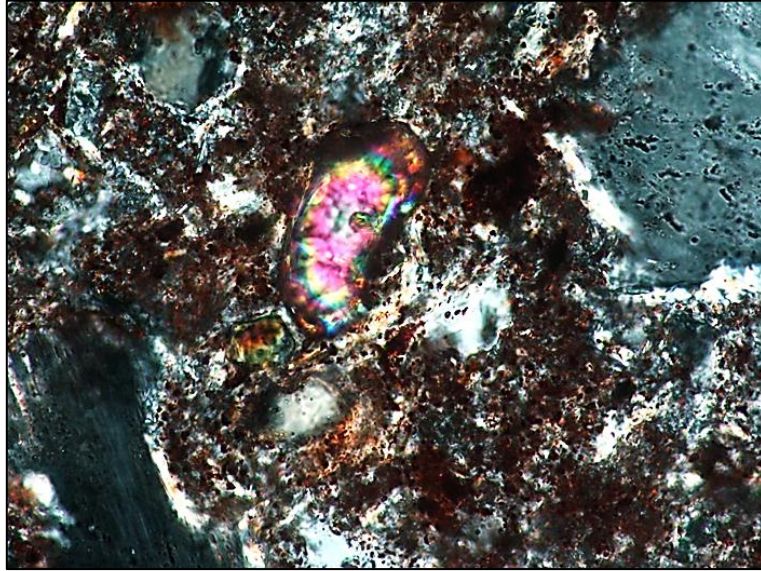
A100. En la fotomicrografía se puede observar un cristal de circón. Nícoles cruzados. Objetivo. 20x. profundidad: 18.264'9''.



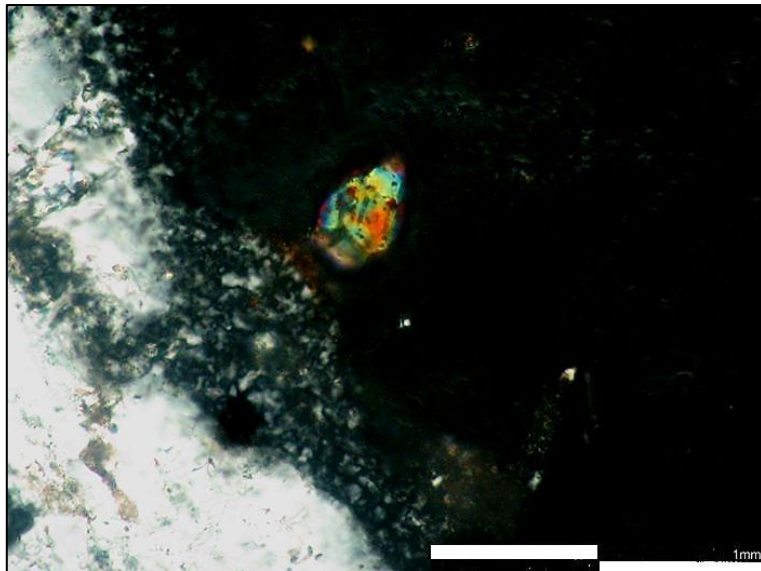
A101. En la fotomicrografía se puede observar un cristal de circón como inclusión en un clasto de cuarzo. Nicoles cruzados. Objetivo. 20x. Profundidad: 18.267'2''.



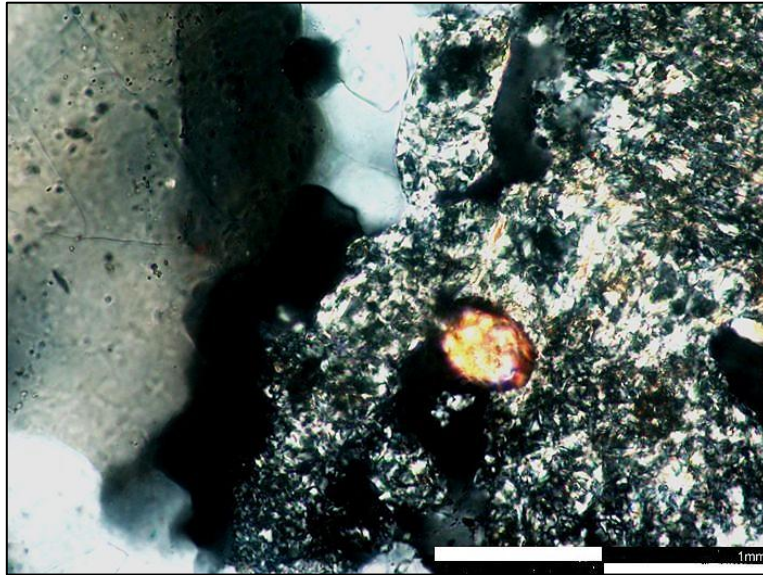
A102. En la fotomicrografía se puede observar un cristal de circón. Nicoles cruzados. Objetivo. 20x. Profundidad: 18.299'.



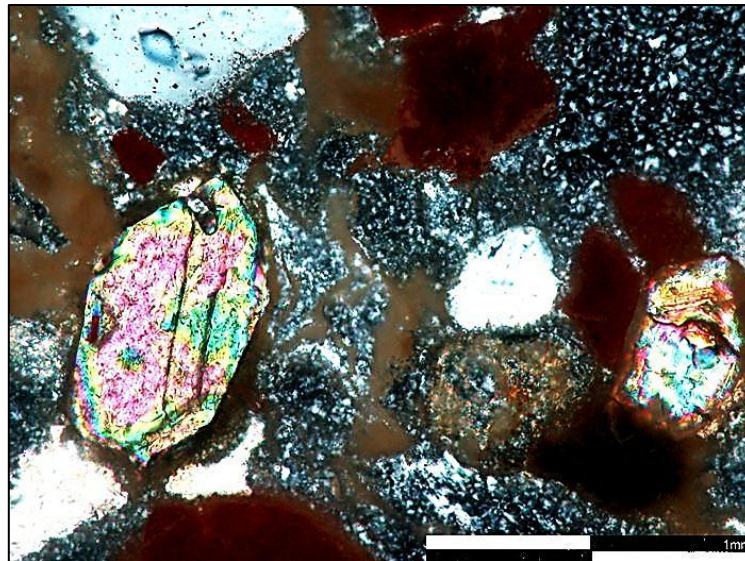
A103. En la fotomicrografía se puede observar un cristal de circón. Nicoles cruzados. Objetivo 20x.  
Profundidad: 18.299'.



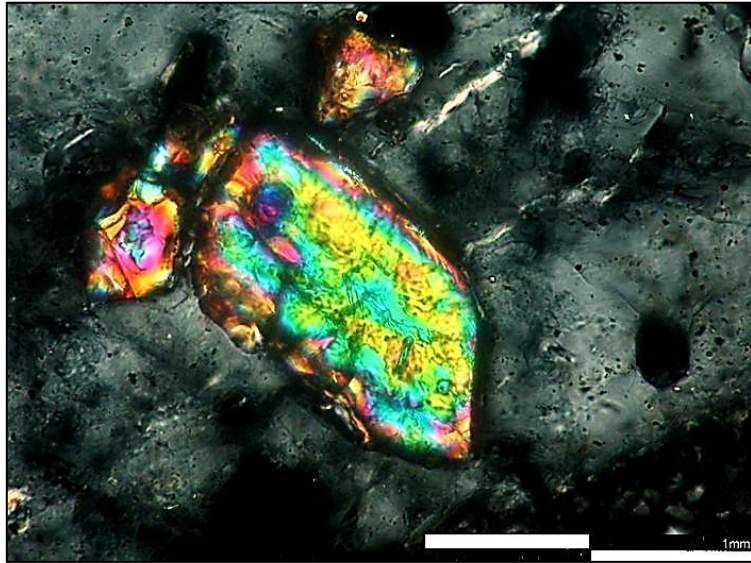
A104. En la fotomicrografía se puede observar un cristal de circón. Nicoles cruzados. Objetivo 20x.  
Profundidad: 18.276'5''.



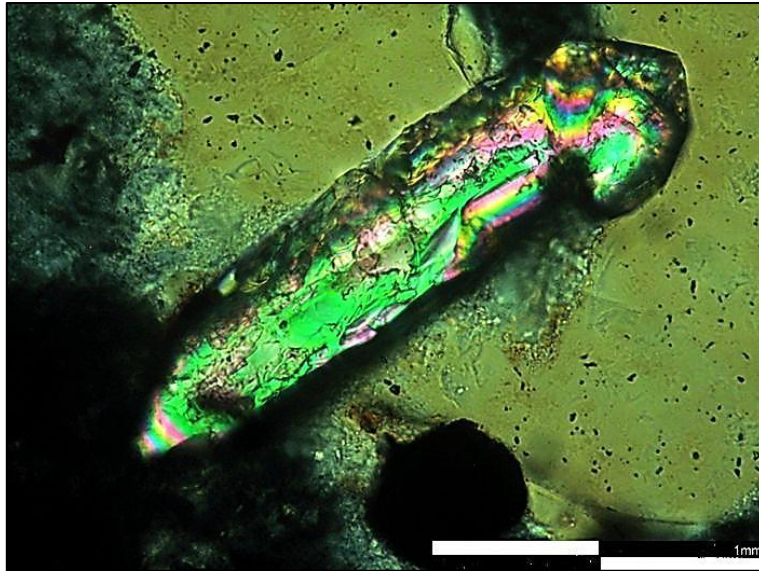
A105. En la fotomicrografía se puede observar un cristal de circón. Nícoles cruzados. Objetivo 20x. Profundidad: 18.305'8''.



A106. En la fotomicrografía se puede observar cristales de circón de hábito prismático. Nícoles cruzados en una matriz microcristalina de cuarzo, feldespatos y clastos de hematita (coloración marrón-rojiza). Objetivo 20x. Profundidad: 18.282'8''.



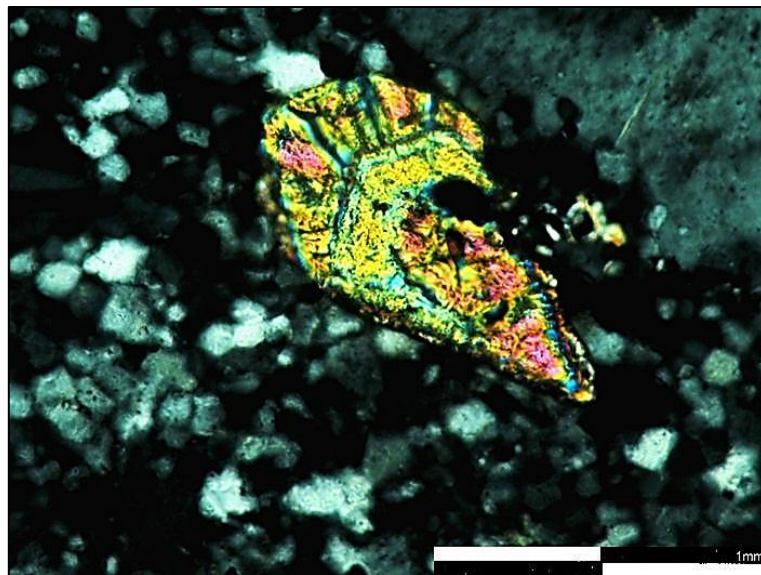
A107. En la fotomicrografía se puede observar un cristal de circón. Nicoles cruzados. Objetivo 20x. Profundidad: 18.294'2''.



A108. En la fotomicrografía se puede observar un cristal de circón. Nicoles cruzados. Objetivo 20x. Profundidad: 18.308'.



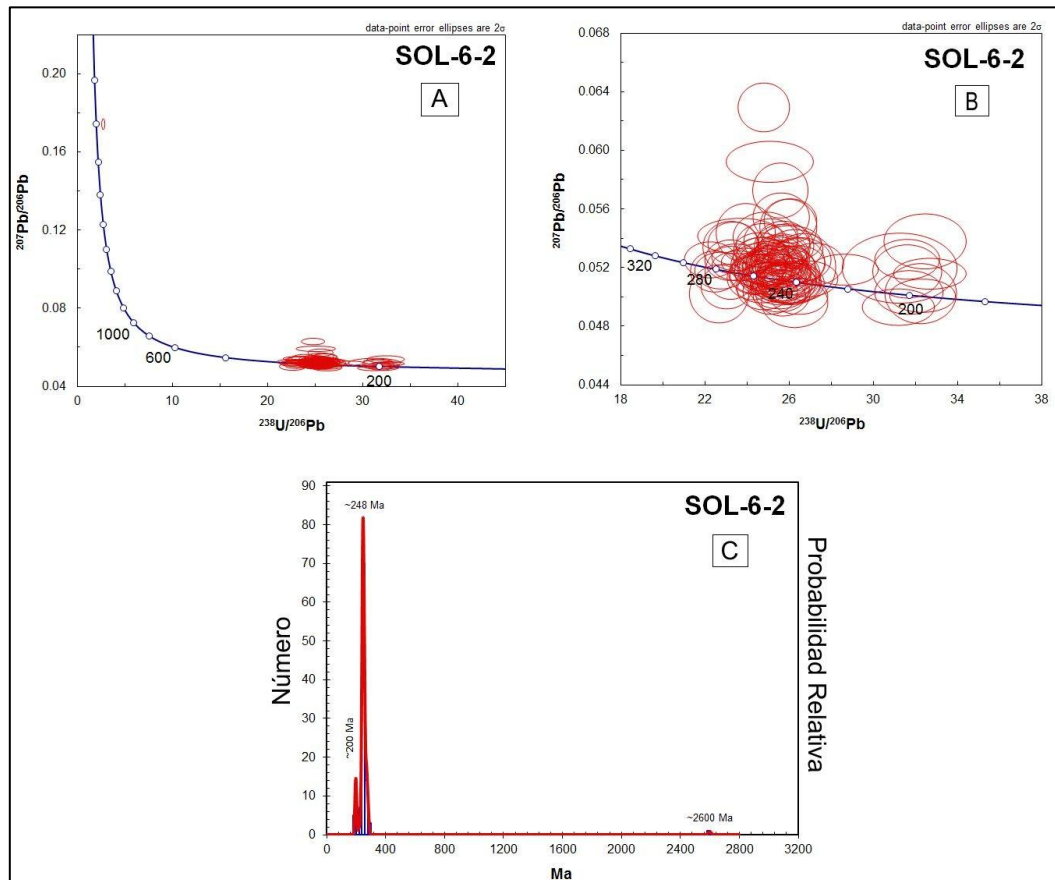
A109. En la fotomicrografía se puede observar un cristal de circón. Nicoles cruzados. Objetivo 20x. Profundidad: 18.296'6''.



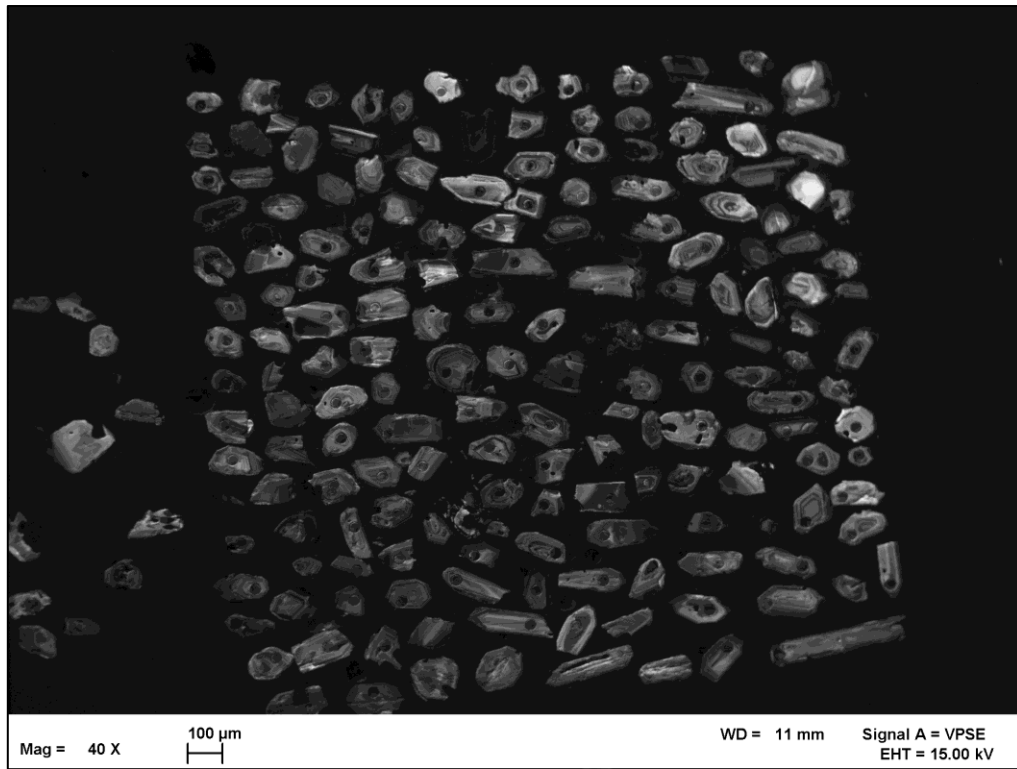
A110. En la fotomicrografía se puede observar un cristal de circón. Nicoles cruzados. Objetivo 20x. Profundidad: 18.296'6''.

### APÉNDICE 3: DATAIONES U-Pb EN CIRCONES DETRÍTICOS

Dataiones U-Pb en circones detríticos e imágenes de catodoluminiscencia de la sección basal del pozo Sol-6, Fm. La Quinta, cuenca de Maracaibo.



A111. A) Diagrama Tera-Wasserburg mostrando los resultados de U-Pb en circones detríticos de la sesión basal del pozo Sol-6 Fm. La Quinta, cuenca de Maracaibo, Venezuela. B) Diagrama Tera-Wasserburg mostrando a detalle las poblaciones de circones mayoritarios. C) Histograma de frecuencia de circones detríticos para la misma muestra. Tomado y modificado de Baquero *et al.* (2013).



A112. Imágenes de catodoluminiscencia de circones pertenecientes a la sección basal del pozo Sol-6, Fm. La Quinta, cuenca de Maracaibo, Venezuela. Tomado y modificado de Baquero *et al.* (2013).

**ANEXOS**